Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

Géologie du canton de Brongniart

Région de Chibougamau

par

Y. Hébert

ET 84-10 **1986**

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint : A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur : J.L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef : J. Cimon

Manuscrit soumis le 84-11-24
Accepté pour publication le 84-11-26

Éditeurs
Cartech

Préparé par la Division de l'Édition (Service de la Géoinformation, DGEGM)

Dépôt légal – 2e trimestre 1986
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN 2-550-11729-8
© Gouvernement du Québec 1986

RÉSUMÉ

Le canton de Brongniart occupe la partie nord de la région du lac à l'Eau Jaune, au SW de Chibougamau. Le canton est presqu'entièrement occupé par la Formation d'Obatogamau constituée essentiellement de basaltes tholéiitiques à andésitiques, localement porphyriques à phénocristaux de plagioclase (1 à 10 % en moyenne) de quelques cm d'arête. Les coulées respectivement massives, coussinées et bréchiques, sont séparées localement par de minces lits de pyroclastites intermédiaires à acides et de quelques horizons de phyllades noires ; elles contiennent des filons-couches de gabbro comagmatique.

Les roches, orientées régionalement WNW et à polarité normale vers le NE, sont, dans notre canton, déformées par un pli anticlinal E-W à NNE, plongeant vers l'est. Ce pli majeur est affecté par la schistosité régionale S_2, orientée E-W, qui est déformée par un clivage de fracture S_3 (NNE). Ce clivage est repris par un clivage de fracture S_4 orienté E-W à WNW-ESE.

Les roches de la Formation d'Obatogamau sont traversées par de petites intrusions de pyroxénite, des dykes de porphyre à feldspath et des stocks de diorite à quartz. Le métamorphisme régional au faciès des schistes verts atteint le faciès des cornéennes à hornblende en bordure des intrusions dioritiques. Toutes ces roches, d'âge archéen, sont traversées par un dyke protérozoïque de diabase à olivine.

On trouve, dans la région, quelques indices d'or associé à la pyrite et qui sont localisés principalement dans des veines de quartz et des tufs acides. La minéralisation en sulfures, accompagnée de carbonatisation, se situe généralement dans des zones de cisaillement NW ou à proximité de failles majeures. Les principaux indices connus se trouvent près du prolongement de la Faille du Lac Doré, en bordure ouest du stock de Muscocho.

Table des matières

Page

INTRODUCTION 1

Localisation 1
Accès 1
Hydrographie et physiographie 1
Méthodologie 1
Contexte géologique 2
Travaux antérieurs 2
Remerciements 2

LITHOSTRATIGRAPHIE 3

Formation d'Obatogamau 3
Unité 1 3
Unité 2 6
Pyroclastites basiques 6
Pyroclastites de composition intermédiaire 8
Pyroclastites acides 9
Unité 3 11
Unité 4 11
Géochimie des laves et des pyroclastites 11
Formation de Waconichi 14
Unité 5 14
Unité 6 14
Roches intrusives 14
Unité 7 14
Unité 8 15
Unité 9 15
Unité 10 16
Unité 11 17
Unité 12 17

GÉOLOGIE STRUCTURALE 19

Structures observées 19
Foliations 19
Faille majeure 19
Plis majeurs 19
Domaines structuraux 20
Domaine 1 20
Domaine 2 20

Domaine 3 20
Domaines 1 et 3 20
Domaines 1 et 2 20
Conclusion 22

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 23

Minéralisations observées 23
Résumé des principaux travaux d'exploration minière avant 1984 24

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS 27

RÉFÉRENCES 29

CARTE

Canton de Brongniart (1: 20 000) ..... Hors texte

Introduction

Localisation

Le canton de Brongniart, cartographié durant l'été 1983, est à environ 30 km au SW de Chibougamau (figure 1). D'une superficie de 167 km², il est couvert par le feuillet 32 G/10 (Lac à l'Eau Jaune) du découpage SNRC à 1 :50 000 et limité par les latitudes 49°38′30″ et 49°44′00″ et les longitudes 74°38′00″ et 74°51′20″. Une carte géologique (hors texte), effectuée à l'échelle de 1 :15 840 et réduite à 1 :20 000, accompagne le présent rapport.

Accès

L'accès à la région se fait principalement par la route L-209 qui traverse celle de Senneterre – Chibougamau (route 113) près de la scierie de Chapais. Au sud de cette intersection, au kilomètre 21,2, un chemin forestier conduit au lac Muscocho localisé à 5,7 km de la route L-209. En naviguant du lac Muscocho vers l'ouest sur 6 km, on atteint facilement le lac à l'Eau Jaune qui permet d'accéder à une grande partie du territoire. On peut également atteindre la partie sud du lac à l'Eau Jaune (dans le canton de Rasles) par un chemin forestier relié à la route L-209. Le lac de la Presqu'île, qui occupe l'angle NW du canton de Brongniart est relié à la ville de Chapais par une voie carrossable.

Hydrographie et physiographie

Les eaux de la région s'écoulent vers le NW par la rivière Obatogamau. Les lacs couvrent environ un quart de la région. Les plus importants sont les lacs à l'Eau Jaune, de la Presqu'île, Keith et Esox. La région, recouverte en grande partie par des dépôts glaciaires (moraines de De Geer), présente un relief peu accentué (figure 2). L'altitude moyenne est à 366 m au-dessus du niveau de la mer alors que le plus haut sommet est une colline de près de 53 m de dénivellation (figure 3). À cause de la faible dénivellation, la majorité des affleurements s'observent le long de la rive des lacs et des cours d'eau.

Méthodologie

Notre équipe, constituée de deux géologues et de deux assistants-géologues, avait pour tâche d'établir le contexte structural d'une région où affleurent surtout les volcanites

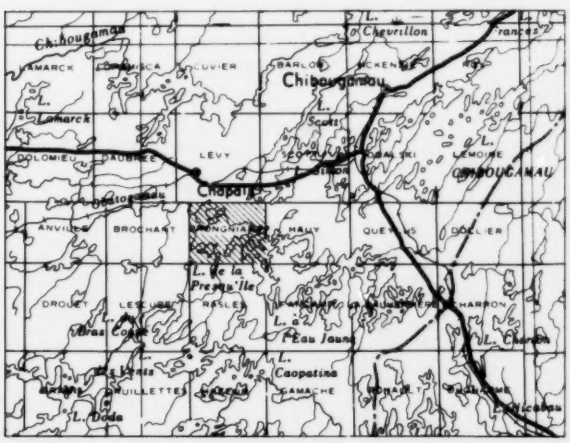

FIGURE 1 – Carte de localisation de la région étudiée.

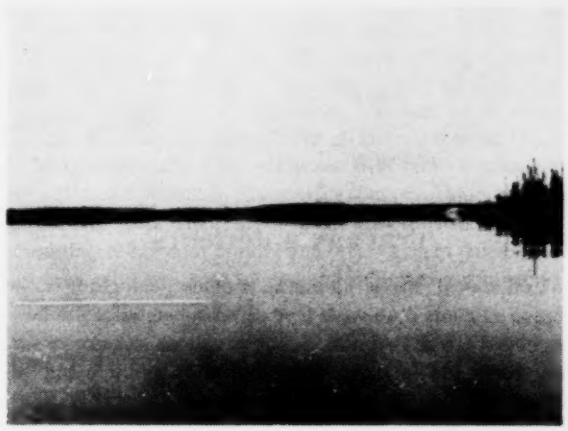

FIGURE 2 – Relief peu accentué des bordures du lac à l'Eau Jaune. Vue vers le sud.

FIGURE 3 – Colline de près de 53 m de dénivellation formant le plus haut sommet de la région. Vue vers le SW.

de la Formation d'Obatogamau. Les moyens d'accès étant limités, nous n'avons visité que les affleurements à proximité et en bordure des lacs et des rivières que le lac à l'Eau Jaune ou les voies carrossables permettent de rejoindre.

Des photographies aériennes au 1 :15 840 du ministère des Terres et Forêts du Québec (1969 et 1970) ont été employées pour fins de localisation des affleurements sur le terrain. Nous avons également utilisé les cartes géologiques de Lyall (1959) et de Holmes (1959) sur lesquelles sont localisées les principaux affleurements de la région étudiée.

Parmi les 305 échantillons prélevés, nous en avons sélectionné 82 pour étude en lames minces dont 21 pour l'analyse chimique totale. Nous avons fait l'analyse de quelques éléments traces (Au, Ag, Cu, Zn, Ti, Y et Zr) dans 21 échantillons provenant d'indices minéralisés qui présentent un certain intérêt économique.

Contexte géologique

Les roches volcaniques et intrusives de la région sont d'âge archéen à l'exception d'un dyke protérozoïque de diabase à olivine qui traverse toute la région. Elles font partie de la bande de roches vertes de Matagami – Chibougamau de la province structurale du Supérieur ; elles se situent sur le flanc sud du synclinal de Chapais (Duquette, 1970).

Travaux antérieurs

Cooke (1917) a fait la première étude géologique de la région au cours d'un vaste levé de reconnaissance des lacs et cours d'eau de l'Abitibi. Ses observations sont notées sur une partie de la carte de compilation publiée par la Commission géologique du Canada (Cooke, 1927). Tolman (1930) a fait un levé de reconnaissance dans la région de la rivière Obatogamau. Plus tard, Mawdsley & Norman (1938) ont publié une carte géologique annotée à l'échelle de 1 :253 440 (quatre milles au pouce) couvrant la région de Chibougamau. Les derniers travaux de cartographie géologique dans la région remontent à 1951 et 1952 ; ils ont été effectués respectivement par Holmes (1952, 1959) et Lyall (1953, 1959) à l'échelle de 1 :63 360 (un mille au pouce). Ceux-ci ont distingué et décrit en détail des roches volcaniques andésitiques à basaltiques de type keewatinien (archéen), des intrusions dioritiques post-Keewatin et des dykes de diabase à olivine d'âge keweenavien (protérozoïque).

Différents travaux de compilation géologique couvrent notre région. Le rapport de Duquette (1970) sur la stratigraphie de l'Archéen et les relations métallogéniques dans la région de Chibougamau est accompagné d'une carte géologique à l'échelle de 1 :253 440. D'après cette carte, les laves basaltiques de notre région font partie de la Formation de Gilman (Duquette & Mathieu, 1966) alors que les volcanites basaltiques et les pyroclastites acides de l'angle NE du canton appartiennent à la Formation de Blondeau (Duquette & Mathieu, 1964). La carte indique également la présence d'un dyke de diabase traversant la région.

La Formation d'Obatogamau, définie pour la première fois par Cimon (1977), a été reconnue de part et d'autre du stock de la Dauversière (Hébert, 1980) et s'étend vers l'ouest jusque dans le canton de Brongniart. Une carte simplifiée de la région de Chibougamau (Allard et al., 1979) montre la présence des Formations d'Obatogamau, de Waconichi et de Gilman dans le canton de Brongniart où un anticlinal orienté NW vient se buter sur le stock de Muscocho. Gobeil & Racicot (1983) ont publié une carte lithostratigraphique à l'échelle de 1 :250 000 ; celle-ci montre la Formation d'Obatogamau couvrant tout le canton de Brongniart à l'exception de l'angle NE occupé par les Formations de Waconichi et de Gilman. Cette interprétation est en accord avec les travaux de cartographie de détail du canton de Brongniart effectués par Hébert (1983).

Mentionnons enfin différents travaux de compilation géoscientifique, l'un réalisé à l'échelle de 1 :10 000 par Amtec Inc. (1979) pour le compte du ministère des Richesses Naturelles, et l'autre effectué à l'échelle de 1 :250 000 par Avramtchev & LeBel-Drolet (1981). Ces auteurs utilisent les travaux de Holmes (1959) et de Lyall (1959).

Remerciements

Nous remercions Hélène Morissette, géologue, Renée Beaulieu et Luc Saint-Pierre, assistants-géologues, pour leur contribution à la bonne marche du travail, Laszlo Imreh et André Gobeil pour l'aide qu'ils nous ont apportée.

Lithostratigraphie

Les volcanites basaltiques* de la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977) couvrent presque tout le canton de Brongniart. Cette formation est recouverte par la Formation de Waconichi dont la partie basale affleure dans l'angle NE du canton. Le contact entre les deux formations n'a pas été observé mais il semble orienté WNW – ESE. Les roches de la Formation d'Obatogamau sont déformées par un anticlinal majeur dont le plan axial, de direction E-W au centre-sud du canton, prend une direction NNE près de la limite est de la région ; son pendage est abrupt vers le sud et le SE. Ce pli majeur plonge de près de 60° vers l'est et le NE. Ces roches sont recoupées par des dykes de porphyre feldspathique et des plutons de composition dioritique. Toutes ces roches sont d'âge archéen ; elles sont métamorphisées dans le faciès des schistes verts, à l'exception de celles situées dans les auréoles de métamorphisme de contact des intrusions et qui sont métamorphisées dans le faciès des cornéennes à hornblende. Un dyke de diabase à olivine, peu métamorphisé et d'âge protérozoïque, traverse les roches de la région. Le tableau 1 donne le sommaire des formations.

Formation d'Obatogamau

Dans le canton de Brongniart, la Formation d'Obatogamau est essentiellement constituée de basaltes tholéiitiques à andésitiques (unité 1 de la carte), localement porphyriques à phénocristaux de plagioclase. Ces basaltes forment des coulées de laves successivement massives, coussinées et bréchiques, accompagnées de pyroclastites de composition intermédiaire à acide (unité 2), de quelques niveaux de phyllades noires (unité 3) et de filons-couches de gabbro comagmatique (unité 4).

Nous avons observé quelques 470 affleurements de la Formation d'Obatogamau qui se répartissaient comme suit : 82 % de laves (unité 1), 9 % de pyroclastites (unité 2), moins de 1 % de phyllades (unité 3) et 9 % de gabbro comagmatique (unité 4). Les coulées de laves porphyriques à phénocristaux de plagioclase forment près de 20 % des affleurements de laves et s'observent à différents niveaux stratigraphiques dans tout le canton de Brongniart ; les tufs et lapillistones se rencontrent principalement dans la partie centrale du canton. Cette prédominance de coulées de laves basaltiques dans la Formation d'Obatogamau a déjà été observée au NW de la région et correspond à l'unité 2 de Charbonneau et al. (1983). On n'a pas distingué les membres inférieur, intermédiaire et supérieur de la formation tels que définis par Cimon (1977) et comprenant respectivement 1 à 3 %, 10 %, et moins de 1 % de phénocristaux de plagioclase.

Malgré une schistosité régionale E-W bien développée, les structures primaires des coulées sont généralement bien préservées ; cependant, les coussins de laves sont généralement trop étirés pour donner une polarité aux coulées. Les textures primaires sont totalement oblitérées par la recristallisation épimétamorphique.

UNITÉ 1

Les laves se présentent en coulées de 12 à 15 m d'épaisseur, atteignant localement jusqu'à 30 m. Les coulées, généralement séparées entre elles par une mince zone de trempe à la base (figure 4), sont de la base vers le sommet, successivement massives, coussinées et bréchiques. Cette

* Les roches archéennes de la région sont toutes métamorphisées ; on devra donc sous-entendre le préfixe « méta » devant chaque nom de roche.

TABLEAU 1 – Sommaire des formations

PROTÉROZOÏQUE	Dyke	12 – Diabase à olivine
ARCHÉEN	Roches intrusives	11 – Batholite granodioritique de Lapparent 10 – Diorite quartzique et tonalite du stock du lac à l'Eau Jaune 9 – Granodiorite et granite associés au stock de Muscocho 8 – Porphyre feldspathique avec ou sans quartz 7 – Pyroxénite
	Formation de Waconichi	6 – Tufs et tufs à lapilli intermédiaires à acides 5 – Basaltes
	Formation d'Obatogamau	4 – Gabbro 3 – Phyllades 2 – Pyroclastites (tufs et tufs à lapilli) 1 – Basaltes

FIGURE 4 – Zone de trempe à la base d'une coulée de basalte. Sommet vers la droite.

succession de structures à l'intérieur d'une même coulée constitue le meilleur critère de polarité des laves.

La base des coulées massives est finement grenue et présente en plusieurs endroits un faciès gabbroïque. Ce dernier montre une patine gris pâle à foncé et possède une cassure fraîche gris foncé à vert sombre. Sous le microscope, le faciès gabbroïque est constitué de 5 à 70 % de chlorite, de 5 à 40 % d'épidote, de 5 à 10 % de quartz et localement de 40 à 50 % d'actinote aciculaire et de 15 à 49 % de plagioclase microlitique. Les minéraux accessoires sont le sphène et le leucoxène (<5 %), (voir figure 5). Le quartz est partout présent en plage trapue de 0,4 mm de diamètre. L'actinote et, localement, l'épidote et la chlorite se présentent en grains trapus et xénomorphes, de moins de 0,3 mm, remplaçant d'anciens grains de clinopyroxène. Le plagioclase forme des microlites idiomorphes de 0,14 à 0,70 mm de longueur, entièrement saussuritisés. Le sphène et le leucoxène sont en petits grains trapus. La matrice microcristalline est constituée de chlorite, d'actinote, d'épidote et de quartz.

Les laves massives passent graduellement aux laves à coussins dont la taille diminue vers le sommet. En section transversale, la forme des coussins n'est pas circulaire mais est généralement très étirée ; elle peut être même rectangulaire lorsqu'elle est transposée par la schistosité régionale E-W bien développée. Localement, la forme des coussins est bien préservée et sert à déterminer la polarité des coulées (figure 6). En coupe transversale, la taille moyenne des coussins est de 20 à 30 cm et peut atteindre jusqu'à 2 m

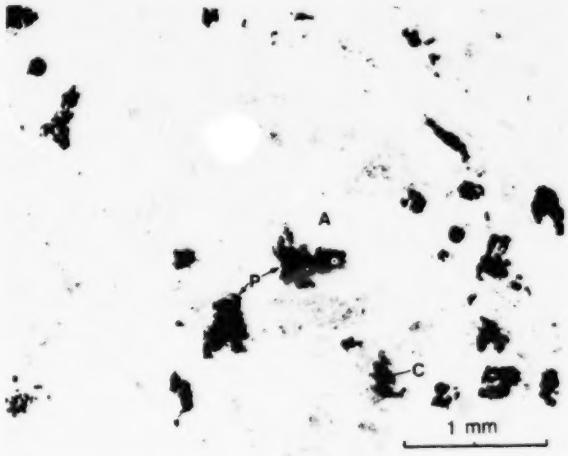

FIGURE 5 – Photomicrographie d'un faciès gabbroïque à la base d'une coulée avec actinote prismatique (A), chlorite trapue (C) et plagioclase saussuritisé (P). Échantillon YH-83-1289P ; lumière naturelle.

FIGURE 6 – Basalte à coussins jointifs. Sommet vers le haut.

selon le grand axe. Les coussins sont toujours jointifs et présentent une mince zone de bordure. Les laves massives et coussinées sont peu ou pas vésiculaires (< 1 % du volume de lave), ce qui semble indiquer un milieu d'épanchement marin très profond. Dans les laves vésiculaires, le volume total des vésicules tend à augmenter vers le sommet des coulées.

On observe localement des coulées massives et coussinées de basalte porphyrique contenant moins de 10 % de phénocristaux subautomorphes de plagioclase, de quelques millimètres à quelques centimètres d'arête (figure 7). Ces basaltes porphyriques contiennent généralement entre 2 et 5 % de phénocristaux de plagioclase mais peuvent en avoir jusqu'à 50 % (figure 8). Les laves porphyriques représentent près de 20 % des affleurements de basalte observés. Les meilleurs affleurements de basalte porphyrique sont localisés près des chemins forestiers, notamment sur la limite sud du canton, à 2,6 km à l'ouest de l'angle SE du canton.

Sous le microscope, les basaltes aphyriques montrent une texture intersertale ; ils sont constitués de près de 20 %

FIGURE 7 – Coulée de basalte contenant moins de 5 % de phénocristaux de plagioclase.

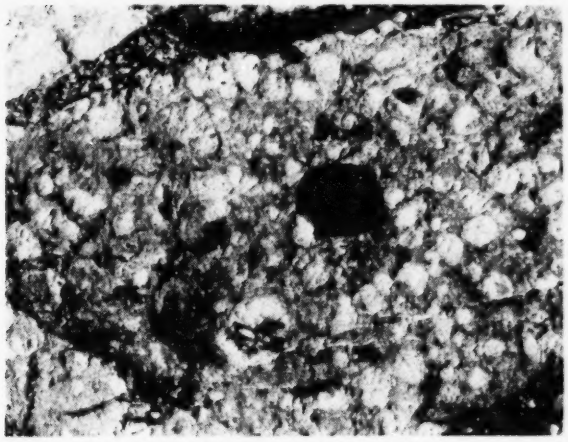

FIGURE 8 – Coulée basaltique contenant près de 50 % de phénocristaux de plagioclase.

de microlites de plagioclase idiomorphe, mesurant de 0,15 à 0,40 mm de longueur, totalement saussuritisés et transformés en épidote et chlorite, et localement de près de 15 % de microcristaux trapus de clinopyroxène remplacé par la chlorite ou l'actinote (figure 9). Les microcristaux de plagioclase et de clinopyroxène sont entourés d'une mésostase d'actinote, de chlorite, d'épidote, de plagioclase, et localement, de quartz et de leucoxène.

Un seul échantillon a montré une texture variolitique : il s'agit d'un basalte constitué de près de 50 % de varioles sphériques mesurant 2,8 mm de diamètre et formées de microlites de plagioclase transformé en épidote, actinote et quartz ; l'actinote ferrifère, la chlorite, la zoïsite et le sphène forment la matrice entourant les varioles (figure 10).

Dans les basaltes porphyriques, les phénocristaux de plagioclase sont idiomorphes ; ils sont totalement saussuritisés et transformés en actinote, épidote, chlorite, albite et quartz (figure 11). La mésostase recristallisée comprend l'épidote, le quartz, la chlorite et le carbonate.

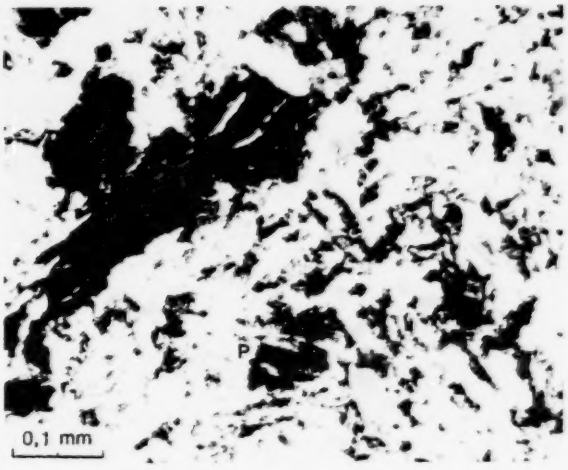

FIGURE 9 – Photomicrographie d'une andésite à microphénocristaux de plagioclase saussuritisé (P) et de pyroxène chloritisé (en gris foncé). Ech. YH-83-1214, analyse 6 du tableau 2 ; lumière polarisée.

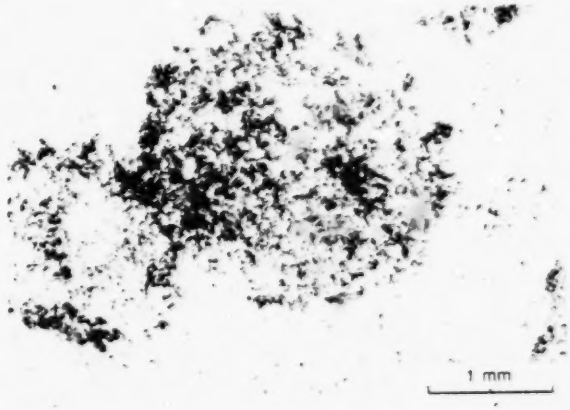

FIGURE 10 – Photomicrographie d'un basalte à texture variolaire. Ech. YH-83-207 ; lumière naturelle.

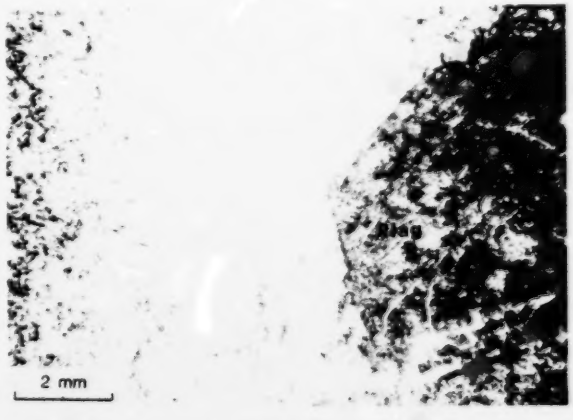

FIGURE 11 – Photomicrographie d'un basalte à phénocristaux idiomorphes de plagioclase (Plag), entièrement saussuritisés. Ech. YH-83-1112 ; lumière naturelle.

Plus de la moitié des échantillons examinés montrent une carbonatation (calcite et ankérite) tardive, plus ou moins intense. Les échantillons ainsi altérés présentent une croûte épaisse de teinte brun pâle, d'aspect terreux, avec généralement de nombreuses cavités dues à la dissolution des carbonates. D'après l'étude au microscope, les carbonates occupent jusqu'à 50 % du volume de la roche.

Au sommet des coulées de laves, on observe localement des brèches de coussins de 1 à 3 m d'épaisseur, constituées de fragments de coussins de 3 à 5 cm, atteignant jusqu'à 25 cm de longueur.

En contact avec le pluton de Lapparent localisé dans la partie NW de notre région, et dans l'angle SE du canton en bordure ouest du stock de Muscocho localisé à l'extérieur de la carte, les basaltes sont métamorphisés au faciès des cornéennes à hornblende. Les roches sont à grains fins à moyens avec une patine vert foncé. En lame mince, les cornéennes à hornblende montrent généralement une texture porphyroblastique : elles sont constituées de 35 à 60 % de porphyroblastes de hornblende verte, trapue, de 0,3 à 3 mm de diamètre, contenant de nombreuses inclusions de plagioclase idiomorphe (bâtonnets de 0,35 mm de longueur) et entièrement saussuritisé (figure 12). La matrice microcristalline est constituée de zoïsite, de pistachite, de chlorite, de quartz et de leucoxène avec, localement, un peu d'apatite et d'ilménite entourée de sphène. Un autre échantillon ayant le même assemblage minéralogique montre une texture granoblastique.

Le tableau 2 donne le résultat des analyses chimiques des laves et des gabbros comagmatiques. Certains échantillons montrent une hydratation et une carbonatation intenses. Malgré le métamorphisme et l'altération, les laves ont les caractéristiques chimiques des basaltes et des basaltes andésitiques de composition tholéiitique avec quartz normatif. Si on compare la composition chimique moyenne (recalculée sur une base anhydre) des laves et gabbros du tableau 2 avec celle des basaltes de fonds océaniques (Cann, 1971), nos laves et gabbros sont légèrement plus riches en SiO_2 et légèrement plus pauvres en MgO, CaO, Na_2O et TiO_2.

UNITÉ 2

Les pyroclastites rencontrées entre les coulées de laves sont de nature et de composition très variables : on distingue des tufs de composition basique à acide, des tufs à lapilli, des tufs à blocs, des lapillistones et des brèches, de composition intermédiaire à acide. L'épaisseur des lits de pyroclastites varie en fonction de la granulométrie des fragments : les cendres se déposent en minces lits de quelques centimètres d'épaisseur alors que les lapilli et les blocs forment des lits de quelques mètres jusqu'à 15 m d'épaisseur. Les pyroclastites sont surtout rencontrées au centre du canton. Le manque d'affleurements ne permet pas de suivre les lits de pyroclastites sur de grandes distances et de s'en servir comme horizons repères.

Pyroclastites basiques

Les tufs basiques ont une patine vert pâle et une cassure fraîche de couleur gris vert pâle. Ils contiennent moins de 1 % de petits cristaux de plagioclase et présentent une foliation bien développée.

En lame mince, les tufs sont entièrement recristallisés avec une paragénèse métamorphique formée de chlorite, épidote, quartz, albite et carbonate (figure 13). Un échantillon de tuf basique, métamorphisé dans le faciès des cornéennes à hornblende, a montré les assemblages minéralogiques suivants : quartz – carbonate – diopside ; quartz – carbonate – grenat ; et carbonate – grenat – actinote. Ces assemblages, observés à différents niveaux dans la lame, indiquent des variations de la composition chimique du tuf dans le litage.

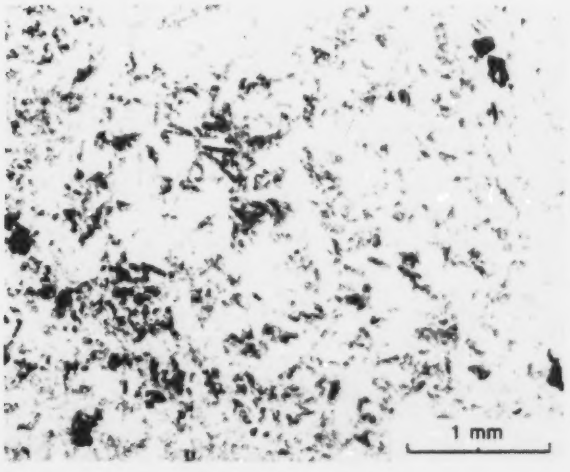

FIGURE 12 – Photomicrographie d'une cornéenne à porphyroblastes de hornblende verte (en blanc) contenant des microlites de plagioclase saussuritisé (en gris). Éch. YH-83-1100. Lumière naturelle.

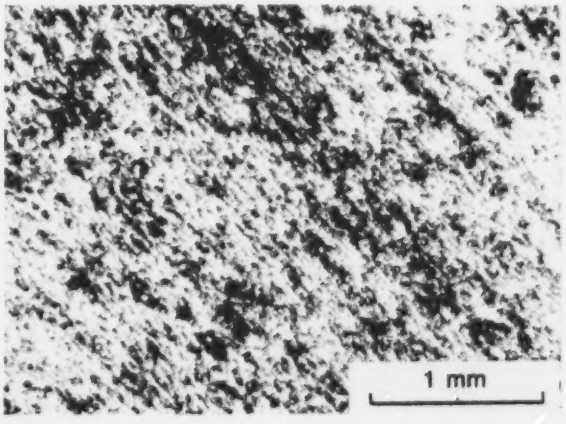

FIGURE 13 – Photomicrographie d'un tuf basique microcristallin à chlorite, épidote, quartz et carbonate. Notez la foliation. Éch. YH-83-197R ; lumière polarisée.

TABLEAU 2 – Analyses chimiques et norme de volcanites basiques de la Formation d'Obatogamau

Échantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	M	BFO
Éléments majeurs (% poids)													
SiO_2	51.10	50.20	46.70	46.60	54.70	56.90	45.30	42.30	42.00	50.80	44.80	52.71	49.11
Al_2O_3	14.70	15.40	11.30	16.50	13.70	15.30	14.90	12.30	14.10	13.70	14.70	15.57	15.85
Fe_2O_3	3.28	3.97	3.93	4.53	2.80	1.97	1.63	0.95	4.20	3.57	2.86	3.34	2.92
FeO	8.11	5.78	13.20	5.64	5.86	5.20	7.19	7.95	4.84	11.90	8.31	8.37	8.93
MgO	4.48	3.69	3.88	4.84	4.46	4.47	4.52	6.64	7.35	4.65	6.91	5.62	7.76
CaO	9.34	12.80	6.70	10.30	9.96	7.12	10.90	9.12	10.50	7.63	10.30	10.45	11.21
Na_2O	1.48	1.14	1.83	2.24	3.07	3.51	3.09	1.53	0.10	1.99	1.49	2.11	2.73
K_2O	0.11	0.10	0.15	0.16	0.57	0.67	0.27	0.20	1.25	0.19	0.14	0.39	0.22
TiO_2	0.82	1.02	1.79	0.75	0.97	0.68	0.69	0.58	0.54	1.65	0.17	1.00	1.42
P_2O_5	0.02	0.02	0.13	0.02	0.02	0.09	0.02	0.02	0.02	0.11	0.02	0.05	0.14
MnO	0.20	0.21	0.22	0.18	0.17	0.11	0.17	0.14	0.14	0.22	0.16	0.19	
S	0.08	0.08	0.03	0.05	0.11	0.03	0.04	0.15	0.05	0.11	0.16		
P.A.F.*	3.45	3.48	7.36	7.37	1.32	1.82	10.40	16.05	13.10	2.89	8.65		
(CO_2)	(1.10)	(1.41)	(4.33)	(4.09)	(0.35)	(0.29)	(7.44)	(14.00)	(8.82)	(0.39)	(5.12)		
	97.17	97.89	97.22	99.18	97.71	97.42	99.12	98.43	98.20	99.41	99.12	99.80	100.29
Norme CIPW (% cation)													
Q	12.40	12.00	9.02	2.20	8.75	12.02		1.35	2.75	9.82	0.75	17.20	8.72
Or	0.50	0.50	1.50	1.00	3.50	4.00	2.00	1.50	8.50	1.00	1.00	1.50	0.50
Ab	14.50	11.00	19.50	22.00	29.00	32.00	31.50	17.00	1.50	19.00	15.00	11.00	14.00
An	36.50	40.25	25.05	38.25	23.00	25.25	29.25	32.25	41.00	30.25	37.00	18.50	17.50
Ne							0.06				5.70		
Ol							8.85						
Di	11.60	23.40	10.12	14.60	23.20	8.72	25.40	19.00	16.80	7.52	16.40	33.20	36.12
Hyp	20.40	8.40	27.24	18.20	8.30	14.64	22.30	26.70	25.90	25.94	26.30	15.60	19.04
Ap			0.27			0.27				0.27			0.27
Mt	2.70	2.85	4.05	2.55	2.85	2.10	1.95	1.20	2.55	3.60	2.55	1.50	1.65
Ilm	1.20	1.60	2.80	1.20	1.40	1.00	1.00	1.00	1.00	2.60	1.00	1.60	2.20
An	72	79	57	63	44	44	48	65	72	61	71	63	56
Fo, En	52	56	39	58	65	67	57	62	71	47	62	56	66
Éléments traces (ppm)													
Cu	86	89	90	120	44	51	28	99	110	88	160	87	
Ni	130	97	37	130	63	95	140	88	150	25	120	98	
Cr	92	92	31	290	66	58	400	320	270	29	96	159	
Rb	<5	<5	<5	<5	12	19	<5	<5	37	<5	<5		
Y	14	19	34	17	20	14	13	10	11	29	13	18	
Nb	7	9	10	6	5	7	7	5	5	5	5	6	
Zr	39	68	130	48	53	110	38	34	20	100	30	61	
Sr	120	170	70	70	80	170	110	70	80	110	160	110	

* P.A.F. : Perte au feu incluant les teneurs en CO_2

1 – Basalte andésitique vert pâle, an. 94155 ; **2** – Basalte andésitique gris verdâtre, an. 94159 ; **3** – Basalte gris verdâtre à faciès gabbroïque, légèrement carbonaté, an. 94160 ; **4** – Basalte porphyrique vert pâle avec 3 % de phénocristaux de plagioclase, légèrement carbonaté, an. 94156 ; **5** – Andésite porphyrique gris clair avec 1 % de phénocristaux de plagioclase, an. 94157 ; **6** – Andésite à phénocristaux de plagioclase et de pyroxène, an. 94158 ; **7** – Basalte très carbonaté, avec 5 % de phénocristaux de plagioclase, an. 94161 ; **8** – Basalte très carbonaté, an. 94162 ; **9** – Basalte très carbonaté, an. 94163 ; **10** – Faciès gabbroïque à leucoxène, an. 94172 ; **11** – Faciès gabbroïque riche en actinote et chlorite, an. 94173 ; **M** – Moyenne des 11 analyses précédentes ; **BFO** – Moyenne de 94 analyses de basaltes de fonds océaniques (Cann, 1971, p. 497).

L'analyse chimique de trois tufs basiques (voir échantillons 12, 13 et 14 ; tableau 3) indique une hydratation et une carbonatation intenses de ces roches : l'échantillon 12 est anormalement riche en CaO, ce qui entraîne une sous-saturation en silice normative à cause de la formation de silicates calciques normatifs et ce qui explique la présence de néphéline normative. L'échantillon 13 correspond au tuf métamorphisé dans le faciès des cornéennes à hornblende décrit plus haut ; sa composition est celle d'une tholéiite à olivine et se compare à celle d'un basalte du tableau 2 (analyse 4).

TABLEAU 3 – Analyses chimiques et norme de pyroclastites de la Formation d'Obatogamau

Échantillon	basiques 12	13	14	intermédiaires 15	16	17	acides 18	19
				Éléments majeurs (% poids)				
SiO_2	44.80	47.80	49.30	60.30	58.70	64.50	68.20	76.90
Al_2O_3	12.10	17.10	12.50	14.80	15.50	17.00	14.50	12.90
Fe_2O_3	0.65	1.78	2.59	3.54	0.88	1.45	0.91	0.38
FeO	6.56	6.49	5.90	0.25	4.07	1.88	0.64	0.23
MgO	2.19	4.89	4.15	1.79	3.39	1.87	0.58	0.27
CaO	23.90	8.82	10.30	14.10	4.85	5.41	6.38	4.63
Na_2O	2.51	3.91	4.03	2.36	3.39	3.18	5.79	3.33
K_2O	0.03	0.03	0.54	0.56	1.57	1.78	0.28	0.29
TiO_2	0.29	0.80	1.09	0.38	0.50	0.36	0.34	0.30
P_2O_5	0.02	0.02	0.05	0.05	0.05	0.02	0.05	0.14
MnO	0.70	0.17	0.25	0.23	0.06	0.08	0.07	0.02
S	0.09	0.05	1.33	0.01	0.06	0.02	0.01	0.05
P.A.F.*	7.20	7.09	8.38	1.42	6.15	2.73	0.96	1.07
(CO_2)	(6.25)	(4.35)	(7.08)	(0.77)	(3.92)	(0.97)	(0.75)	(0.53)
	101.04	98.35	100.61	99.79	99.17	100.28	98.71	100.51
				Norme CIPW (% cation)				
Q	–	–	1.45	19.20	14.85	22.80	21.90	44.67
Or	–	–	3.50	3.50	10.00	11.00	1.50	1.50
Ab	1.89	38.00	39.00	22.00	33.00	29.50	52.50	31.00
An	23.50	31.50	15.75	29.00	24.00	27.70	13.25	20.00
Ne	13.56							
Ol		6.45						
Di	35.80	12.40	31.80	12.40	1 60	0.20	3.40	1.60
Hyp		8.50	0.30		14.70	6.70		0.26
Wo	24.10			11.20			6.00	
Ap								0.27
Mt	0.75	1.95	2.85	2.10	1.05	1.50	1.05	
Hém								0.20
Ilm	0.40	1.20	1.60	0.60	0.80	0.60	0.40	0.40
Py			3.75					
An	97	45	29	57	42	48	20	40
Fo, En	37	63	77	81	65	76	94	100
				Éléments traces (ppm)				
Cu	40	150	90	17	87	12	17	5
Ni	13	180	31	23	53	15	23	2
Cr	5	290	33	11	39	8	8	11
Rb	<5	<5	14	<5	41	<5	<5	<5
Y	5	12	20	6	5	5	6	7
Nb	11	5	4	5	7	11	5	<5
Zr	94	35	66	140	120	130	140	100
Sr	20	70	100	230	70	170	230	150

* P.A.F. : Perte au feu incluant les teneurs en CO_2

12 – Tuf basique carbonaté avec diopside, grenat et épidote, an. 94166 ; **13** – Tuf basique carbonaté, an. 94164 ; **14** – Tuf basaltique très carbonaté, an. 94167 ; **15** – Brèche à fragments andésitiques, an. 94170 ; **16** – Tuf andésitique carbonaté, an. 94168 ; **17** – Tuf gris foncé dacitique, an. 94169 ; **18** – Tuf felsique, an. 94165 ; **19** – Tuf gris pâle, an. 94171.

Pyroclastites de composition intermédiaire

La majeure partie des pyroclastites cartographiées sont de composition intermédiaire. Ce sont surtout des tufs à grain fin, à patine grise et à cassure de couleur gris vert pâle, formant des lits de moins d'un mètre d'épaisseur entre les coulées de laves. Les tufs carbonatés ont une patine brune et une surface fraîche de couleur gris clair.

Les tufs sont constitués de quartz et plagioclase (10 à 57 %), de chlorite (15 à 35 %) avec, localement, moins de 5 % d'épidote, d'actinote, de leucoxène, de muscovite et

de séricite. Le carbonate, toujours présent, peut occuper jusqu'à 55 % de la surface de la lame mince (figure 14). Le quartz est recristallisé soit en grains fins équants, soit en grains trapus et xénomorphes, mesurant 0,36 mm de diamètre, ou en plages polycristallines. Le plagioclase forme de petits grains trapus de 0,15 mm de diamètre montrant localement la macle de l'albite. Deux échantillons de tuf contiennent des fragments de cristaux de plagioclase idiomorphes à xénomorphes, mesurant jusqu'à 8,9 mm de diamètre (figure 15). Le plagioclase, maclé albite, est légèrement altéré en actinote – épidote avec ou sans muscovite. La chlorite cristallise généralement suivant un plan préférentiel et donne à la roche une foliation qui contourne les cristaux de plagioclase.

Nous avons observé un tuf très vésiculaire (de nature semblable à une ponce) et constitué de fragments de quartz avec de la chlorite, de l'épidote et des carbonates.

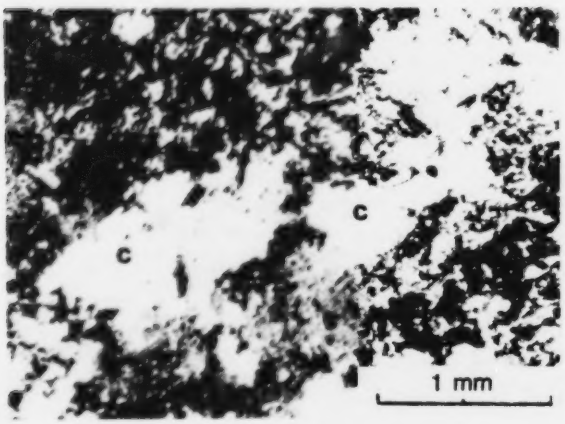

FIGURE 14 – Photomicrographie d'un tuf felsique constitué d'une mésostase de quartz, chlorite et plagioclase microcristallins. Notez les grandes plages de carbonate (c) secondaire (en gris et blanc) qui cristallisent sur la mésostase. Échan. YH-83-132 ; lumière polarisée.

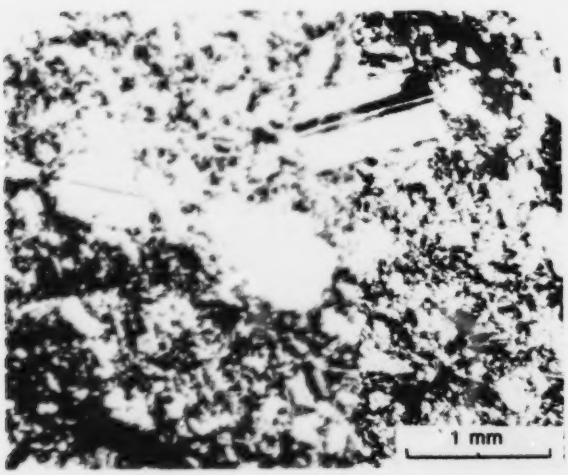

FIGURE 15 – Photomicrographie d'un tuf andésitique à phénocristaux de plagioclase maclé albite dans une matrice de plagioclase, quartz, chlorite, épidote et minéraux opaques. Éch. YH-83-1296 ; lumière polarisée.

Les tufs contiennent localement moins de 5 % de lapilli felsiques, mesurant de 5 à 30 mm de diamètre (figure 16). Un seul affleurement de brèche à fragments étirés, vésiculaires, qui mesurent environ 7 × 26 cm, s'est avéré être de composition andésitique. Les fragments sont composés de 50 % de plagioclase, 30 % d'épidote et 20 % de quartz. Le quartz et le plagioclase forment des grains trapus de 0,07 mm de diamètre. Le plagioclase, de faible biréfringence, est légèrement altéré en épidote. La clinozoïsite se présente en grains trapus, dispersés ou concentrés en minces bandes. L'analyse chimique d'un fragment de cette brèche (analyse 15) de même que celle de deux tufs de composition intermédiaire (analyses 16 et 17) sont données dans le tableau 3.

Pyroclastites acides

Les pyroclastites acides que nous avons observées comprennent des tufs felsiques, des tufs à cristaux et des tufs à lapilli. Les tufs felsiques forment de minces lits centimétriques dont l'épaisseur totale varie de 2 cm à 3 m (figure 17). Ces tufs ont généralement une patine rose à blanchâtre et une cassure fraîche gris pâle. Ils sont constitués de près de 90 % de grains trapus de quartz et de

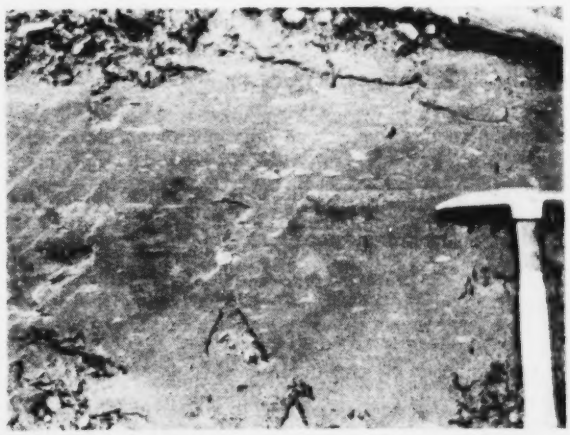

FIGURE 16 – Tuf à lapilli felsique de composition intermédiaire.

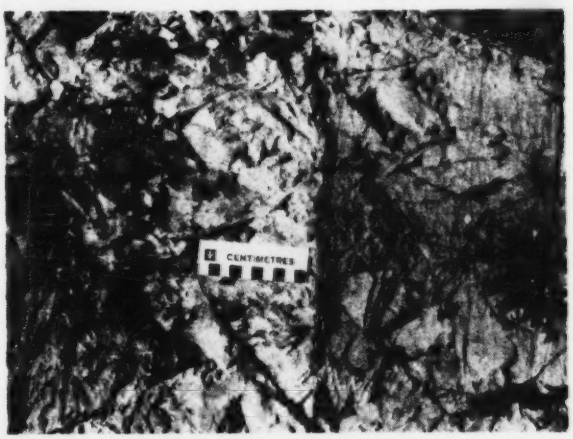

FIGURE 17 – Niveaux de tuf felsique finement lité.

plagioclase, mesurant moins de 0,15 mm de diamètre, avec un peu de chlorite, d'épidote, de carbonate et, localement, de leucoxène.

Les tufs à cristaux sont généralement constitués de 10 à 15 % de phénoclastes de plagioclase trapus, xénomorphes à idiomorphes, mesurant 1,1 mm de diamètre, maclés albite, et altérés en épidote, actinote, chlorite et séricite ou muscovite. La matrice, microcristalline (≤ 0,05 mm) et granoblastique, est formée de quartz à points de jonction triple (40 à 50 %), de plagioclase maclé albite (5 à 35 %), d'épidote (5 à 15 %), d'actinote (0 à 5 %) et de chlorite (0 à 25 %) recristallisée dans le plan de la foliation. Quelques grains de grenat ont été observés dans l'un de ces tufs. Le tableau 3 donne l'analyse chimique de deux tufs à cristaux (analyses 18 et 19).

En lame mince, un des tufs felsiques à cristaux est constitué de 10 % de phénoclastes subautomorphes de feldspath, de 1,1 mm de diamètre, partiellement à totalement altérés en muscovite (figure 18). Il s'agit peut-être de cristaux de feldspath potassique entourés d'une matrice microcristalline granoblastique de quartz (40 %), de plagioclase maclé albite (35 %), de séricite (8 %), de chlorite étirée (5 %) et de carbonate (2 %).

Les tufs à lapilli forment des lits de quelques mètres jusqu'à 15 m d'épaisseur. Ils sont constitués de 30 à 40 % de fragments felsiques, légèrement allongés, et mesurant de 3 à 5 cm de diamètre (figure 19). Les fragments sont essentiellement composés de microphénocristaux de plagioclase (40 à 84 %) légèrement épidotisé, de quartz (15 à 55 %), et d'un peu de chlorite et de carbonate ; la matrice tufacée, microcristalline, est riche en quartz et montre un peu de prochlorite et de plagioclase altéré en carbonate et muscovite. Les grains de quartz sont polycristallins et présentent des points de jonction triple.

Nous avons observé un tuf à fragments rhyolitiques mal classés ; celui-ci est constitué de 30 % de bombes de 6 à 10 cm de diamètre, de 40 % de lapilli de moins de 1 cm de diamètre et de 30 % de matrice tufacée (figure 20). Les fragments sont formés de quartz et de feldspath alors que la matrice est constituée de petits grains de quartz, de microcristaux de plagioclase saussuritisés, et d'un peu de chlorite et de carbonate (figure 21).

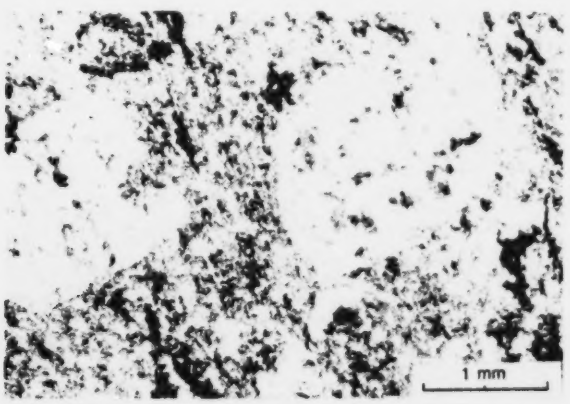

FIGURE 18 – Photomicrographie d'un tuf felsique à phénoclastes de feldspath (potassique ?), totalement altéré en muscovite, dans une matrice de plagioclase, de quartz, de séricite, de chlorite et de carbonate. Éch. YH-83-197R ; lumière polarisée.

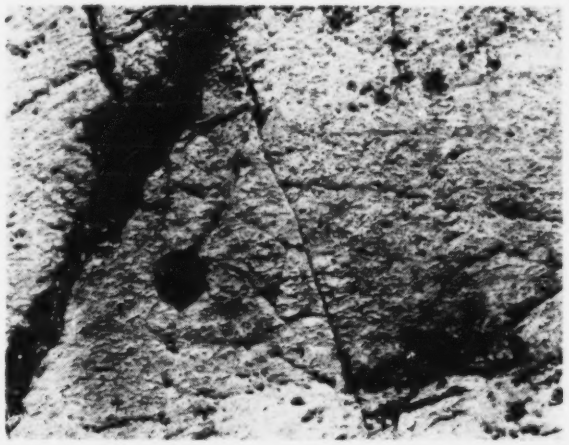

FIGURE 19 – Tuf à lapilli de composition acide. Notez les fragments felsiques légèrement allongés.

FIGURE 20 – Tuf à lapilli et à blocs, de composition acide.

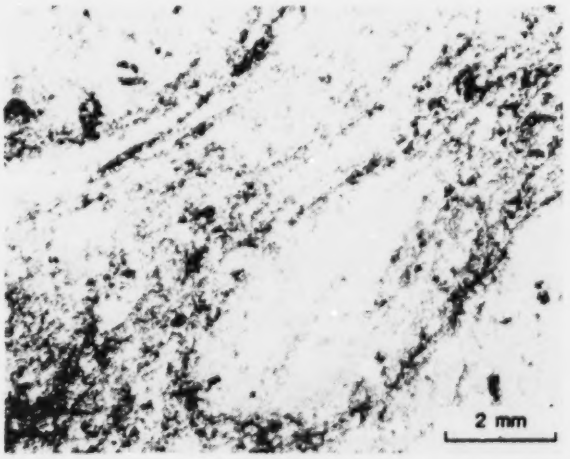

FIGURE 21 – Photomicrographie d'un tuf felsique à blocs et lapilli. Éch. YH-83-202Q. Lumière naturelle.

UNITÉ 3

Nous avons observé seulement deux affleurements de phyllade. L'un se situe sur la limite sud du canton de Brongniart, à 1,75 km à l'ouest de la limite est de ce canton ; l'autre est localisé sur la rive du lac à l'Eau Jaune, soit à 2,8 km au nord de la limite sud et à 4,8 km à l'ouest de la bordure est du canton. Ces phyllades sont des métapélites gris foncé à noires, finement litées. De telles roches sédimentaires ont été observées ailleurs : Gobeil & Racicot (1983) ont déjà rapporté la présence d'argilites graphiteuses dans la Formation d'Obatogamau. Les phyllades sont à grains fins, riches en séricite, quartz et carbonates. En lame mince, on note que la séricite a cristallisé dans le plan de la foliation régionale (S_2) qui a été reprise par un clivage de crénulation (S_3) (voir figure 22).

UNITÉ 4

Les gabbros se présentent en filons-couches discontinus mesurant entre 50 et 200 m d'épaisseur. On peut les suivre sur une distance d'au plus 1 km. Ces filons-couches, intrusifs dans les volcanites, présentent un contact net avec la roche encaissante, lequel est marqué par une mince zone de trempe ; la présence d'une zone de trempe les distingue des gabbros ou faciès gabbroïques de la base des coulées et l'attitude du contact permet aussi de déterminer celle des plans de coulées.

Les gabbros en filons-couches sont des roches à grains fins à moyens, homogènes, généralement foliées, mésocrates, localement mélanocrates ou leucocrates. La patine est grisâtre à brunâtre avec une cassure fraîche verdâtre. Ces roches présentent une texture généralement intergranulaire, localement ophitique (figure 23). Elles sont constituées de 15 à 65 % de pyroxène ouralitisé et de 30 à 45 % de microlites de plagioclase saussuritisé ; la matrice, épimétamorphique et microcristalline, est constituée de chlorite, d'actinote, de plagioclase, de carbonate et, localement, de leucoxène et d'épidote.

Le pyroxène se présente en grains trapus automorphes ou subautomorphes, mesurant entre 0,36 et 2,8 mm de diamètre. Il est totalement remplacé par l'actinote vert pâle, pauvre en fer, qui est localement altérée en prochlorite. Le plagioclase forme des grains trapus ou des microlites idiomorphes, mesurant entre 0,36 et 2,6 mm de longueur. Dans les gabbros à texture ophitique, les microlites de plagioclase sont partiellement ou totalement inclus dans le pyroxène ouralitisé (figure 23). Le plagioclase est saussuritisé et remplacé par un mélange d'épidote, de chlorite et d'albite, avec ou sans carbonate.

GÉOCHIMIE DES LAVES ET DES PYROCLASTITES

Le tableau 2 donne le résultat des analyses chimiques (éléments majeurs et traces) et la norme cationique CIPW de 11 échantillons de volcanites basiques de la Formation d'Obatogamau. Ces roches sont hydratées et carbonatées à différents degrés. D'après les analyses chimiques recalculées sur une base anhydre, les échantillons 3, 4, 7, 8, 9 et 11 présentent les caractéristiques chimiques des basaltes avec des teneurs en SiO_2 variant de 49,4 à 52 %. L'échantillon 7 est une tholéiite à olivine normative alors que les échantillons 3, 4, 8, 9 et 11 sont des tholéiites à quartz normatif. Les échantillons 1, 2, 5, 6 et 10 sont des basaltes andésitiques et des andésites contenant entre 52,7 et 58 % SiO_2.

Plusieurs diagrammes chimiques sont utilisés pour déterminer la nature des basaltes, la tendance de la cristallisation fractionnée du magma et l'environnement tectonique des laves. Comme certains diagrammes emploient les alcalis comme variables, il faut vérifier d'abord si les teneurs en alcalis des volcanites basiques sont normales. On sait que les laves basaltiques, en contact avec l'eau de mer, peuvent s'enrichir anormalement en alcalis (Na surtout) et être transformées en spilites. Le diagramme de Hughes (1973) (figure 24), qui permet de distinguer entre les spilites et les

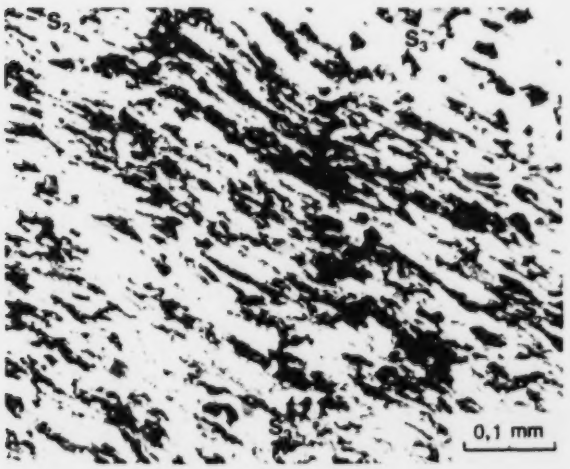

FIGURE 22 – Photomicrographie d'une phyllade présentant une foliation régionale S_2 bien développée et reprise par un clivage de crénulation S_3. Éch. YH-83-122 ; lumière polarisée.

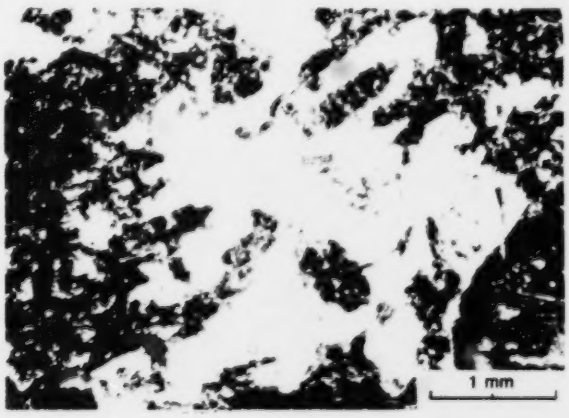

FIGURE 23 – Photomicrographie d'un gabbro comagmatique à texture ophitique constitué de pyroxène ouralitisé (en blanc) et de plagioclase saussuritisé (en bâtonnets gris foncé). Éch. YH-83-1070 ; lumière polarisée.

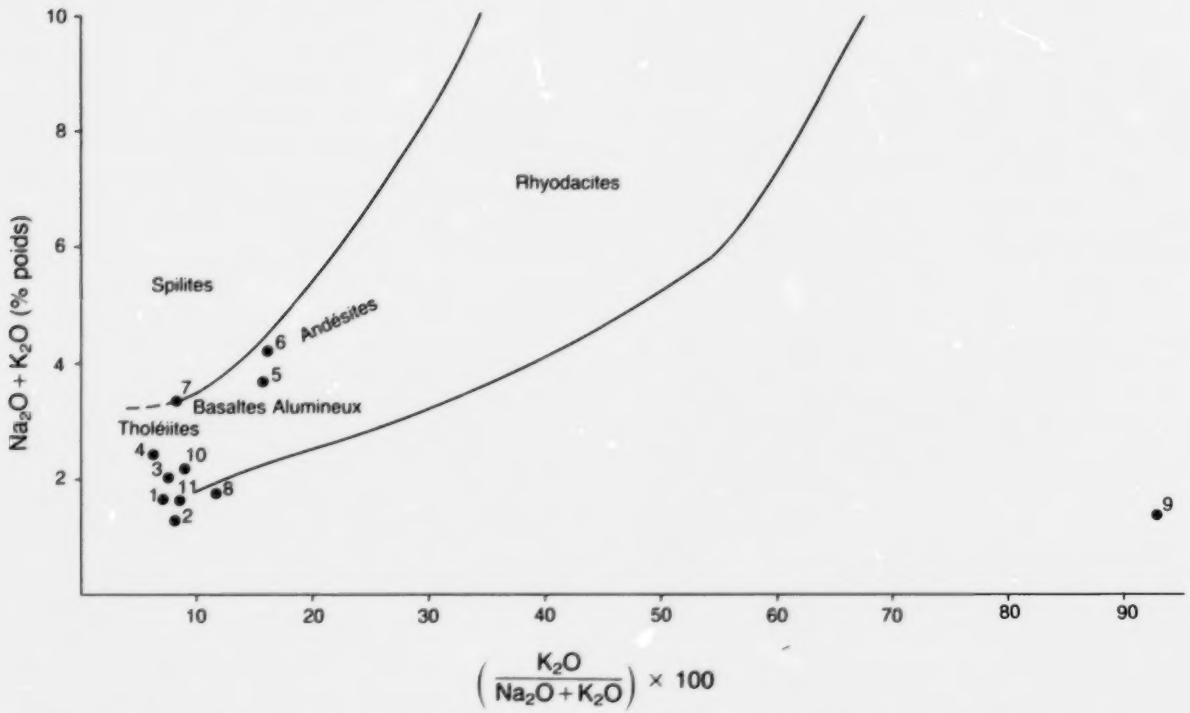

FIGURE 24 – Projection de la composition des volcanites basiques de la Formation d'Obatogamau dans le diagramme de Hughes (1973). Le champ des divers types de volcanites fraîches est indiqué à l'intérieur du spectre igné compris entre les deux courbes, celui des spilites occupe l'extérieur du spectre igné. Les analyses 1 à 11 sont présentées dans le tableau 2.

volcanites non spilitisées, indique que les volcanites basiques de la Formation d'Obatogamau ont des teneurs généralement normales en alcalis. Seuls les échantillons 5, 6 et 7 montrent un léger enrichissement en Na_2O alors que l'échantillon 9 est plus riche en K_2O.

Dans le diagramme des alcalis en fonction de SiO_2 (figure 25), les volcanites se regroupent dans le domaine subalcalin défini par MacDonald (1968). Le diagramme des cations de Jensen (1976) permet de classifier les volcanites subalcalines en domaines tholéiitique, calco-alcalin et komatiitique (figure 26). Les volcanites basiques de la Formation d'Obatogamau se projettent dans le domaine tholéiitique à l'exception des basaltes à phénocristaux de plagioclase, plus riches en aluminium, qui se projettent dans le domaine calco-alcalin. Les pyroclastites, dont les analyses chimiques sont présentées dans le tableau 3, occu-

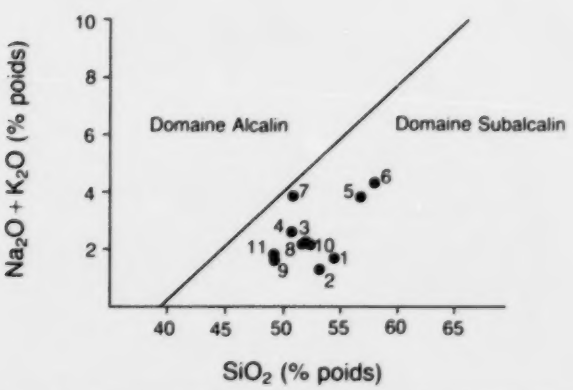

FIGURE 25 – Projection des laves de la Formation d'Obatogamau dans le domaine subalcalin. La limite entre les deux domaines est celle de MacDonald (1968).

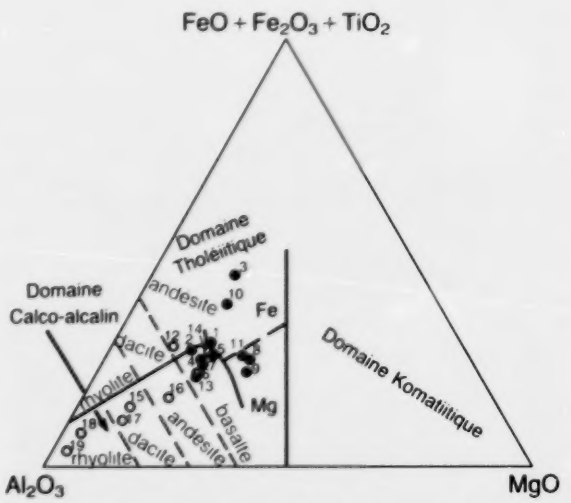

FIGURE 26 – Projection des volcanites basiques (points) et des pyroclastites (cercles) dans le diagramme de cations de Jensen (1976). Les analyses 1 à 11 sont présentées dans le tableau 2 ; les analyses 12 à 19 sont montrées dans le tableau 3.

pent le domaine calco-alcalin et se projettent dans les champs respectifs des basaltes, andésites, dacites et rhyolites. Dans ce diagramme de Jensen, on distingue aussi une tendance tholéiitique pour les laves basiques et une tendance calco-alcaline pour les pyroclastites. La projection des volcanites basiques et des pyroclastites de composition intermédiaire à acide dans le diagramme MFA (figure 27) confirme aussi ces deux tendances distinctes pour les deux groupes de roches. Les volcanites basiques qui sont dans le champ calco-alcalin sont celles qui contiennent de nombreux phénocristaux de plagioclase.

Les diagrammes de Miyashiro (1974) montrent les variations de FeO_t et de TiO_2 en fonction de l'indice de différenciation FeO_t/MgO pour les volcanites basiques et les pyroclastites (figure 28). Dans ces diagrammes, les volcanites basiques montrent un net enrichissement en fer et titane caractéristique d'une tendance tholéiitique alors que les pyroclastites montrent une diminution des teneurs en fer et titane et sont typiques de la tendance calco-alcaline. Même les pyroclastites les plus basiques (analyses 12, 13 et 14), riches en fer, montrent cette tendance.

Ces différents diagrammes montrent que les volcanites basiques et les pyroclastites de composition intermédiaire à acide ne sont pas génétiquement associées et proviennent de magmatismes différents.

Les diagrammes faisant intervenir Ti ou TiO_2 en fonction de certains éléments traces permettent de préciser l'environnement tectonique des volcanites basiques. La majorité des volcanites se projettent dans les domaines A, B et D du diagramme Ti versus Zr (figure 29) et dans les domaines A et B du diagramme ternaire utilisant Ti, Zr et Y (figure 30). Selon Pearce & Cann (1973), ces domaines sont ceux des basaltes de fonds océaniques et des tholéiites à faible teneur en potassium (tholéiites des îles en arc). Les coulées de basaltes porphyriques à phénocristaux de plagioclase s'é-

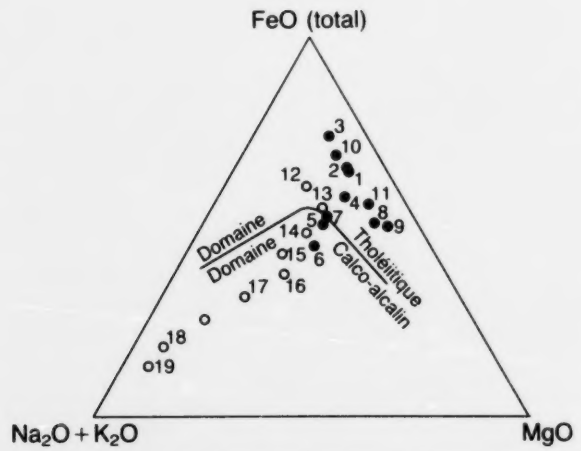

FIGURE 27 – Projection des volcanites basiques (points) et des pyroclastites (cercles) dans le diagramme AFM. La limite entre les deux domaines est celle de Irvine et Baragar (1971). Les oxydes sont en % poids.

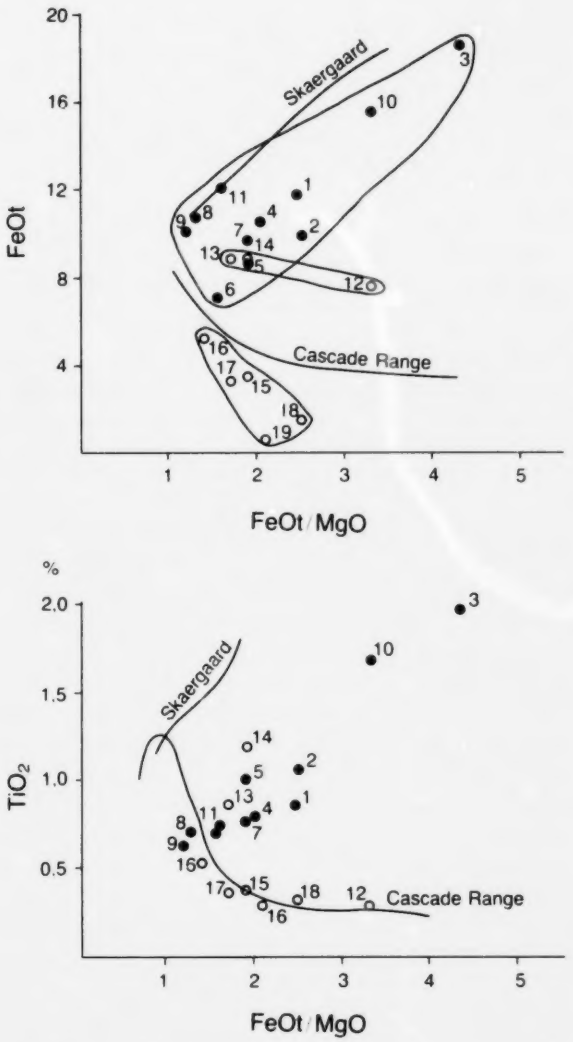

FIGURE 28 – Projection des volcanites basiques (points) et des pyroclastites (cercles) dans les diagrammes de FeO_t et TiO_2 en fonction de FeO_t/MgO (Miyashiro, 1974).

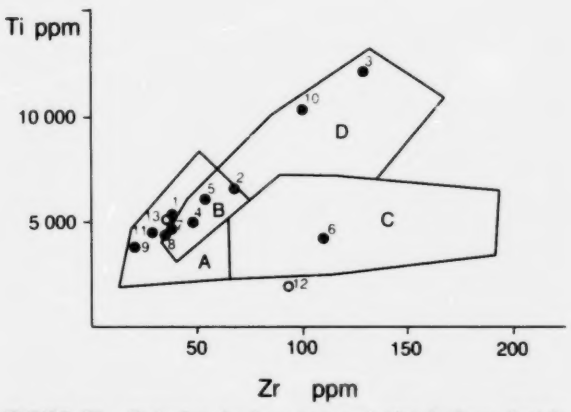

FIGURE 29 – Projection des laves et pyroclastites basiques dans le diagramme de discrimination de Pearce & Cann (1973) utilisant Ti et Zr. Les tholéiites des îles en arc se projettent dans les champs A et B, les basaltes calco-alcalins dans les champs B et C et les basaltes de fonds océaniques dans les champs B et D. Mêmes symboles qu'à la figure 26.

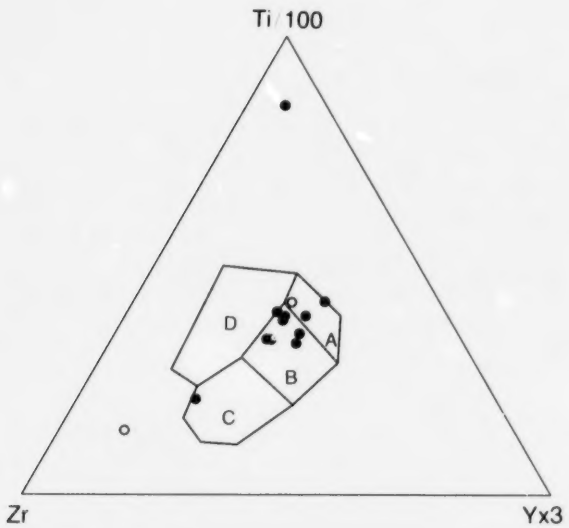

FIGURE 30 – Projection des laves et pyroclastites basiques dans le diagramme de discrimination de Pearce & Cann (1973) utilisant Zr, Ti et Y. Les tholéiites à faible teneur en potassium (tholéiites en arc) occupent les champs A et B, les basaltes des fonds océaniques le champ B, les basaltes calco-alcalins les champs B et C, les basaltes intraplaques (basaltes des îles en arc et des continents) le champ D.

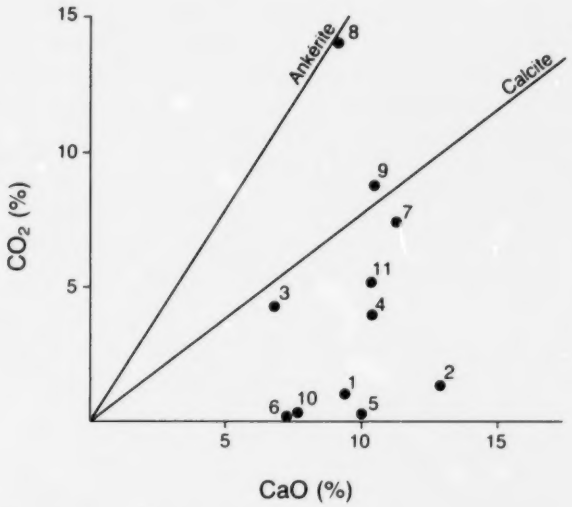

FIGURE 31 – Diagramme montrant la variation de CO_2 en fonction de CaO pour l'ankérite et la calcite. La projection des analyses de volcanites basiques dans ce diagramme indique que la teneur en CO_2 de ces volcanites varie indépendamment de leurs teneurs en CaO.

tendent sur de grandes distances car on les observe à plus de 75 km du canton de Brongniart. On suppose qu'il s'agit de volcanisme identique aux grands strato-volcans qui forment des boucliers marins. L'absence de basaltes vésiculaires indique que les coulées se sont épanchées à grandes profondeurs, sous l'eau. Les volcanites basiques de la Formation d'Obatogamau représentent la phase tholéiitique hypopotassique basale d'un cycle volcanique alors que les roches de la Formation susjacente de Waconichi représentent la phase felsique calco-alcaline sommitale. Les pyroclastites calco-alcalines rencontrées entre les coulées sont les produits de centres volcaniques ponctuels d'un milieu d'arcs insulaires.

Lors de la cartographie du canton de Brongniart, nous avons observé en plusieurs endroits une carbonatisation de type ankérite affectant les roches. L'étude pétrographique montre que cette carbonatisation est tardive. Le diagramme CO_2 versus CaO de la figure 31 montre que la variation en CO_2 est indépendante de la teneur en CaO, ce qui indique que la formation de carbonates comme la calcite et l'ankérite résulte uniquement de l'addition de CO_2 et que la migration du CaO est faible, le CaO étant disponible sur place. Il ne s'agit donc pas d'un métasomatisme en carbonates mais en CO_2.

Formation de Waconichi

Dans l'angle NE du canton de Brongniart, la partie basale de la Formation de Waconichi, qui affleure sur les rives du lac Goudreau, comprend essentiellement des basaltes coussinés (unité 5) et des pyroclastites intermédiaires à acides (unité 6).

UNITÉ 5

Les basaltes qui affleurent en quelques endroits sur la rive sud-ouest du lac Goudreau forment des coulées de laves coussinées de couleur vert foncé. Aucune étude pétrographique n'a été faite sur ces laves.

UNITÉ 6

Les basaltes de l'unité 5 sont surmontés, au NE, par des pyroclastites qui affleurent sur au moins 50 m d'épaisseur sur la rive sud du lac Goudreau. Il s'agit principalement de tufs à lapilli de composition intermédiaire à acide avec un peu de tuf felsique à cristaux et de tuf localement ankéritisé.

Le tuf à cristaux est constitué d'environ 30 % de porphyroclastes de plagioclase idiomorphes, trapus à allongés, mesurant entre 0,36 et 1,4 mm de diamètre et montrant les macles de Carlsbad ou de l'albite. La matrice, microcristalline, est principalement constituée de quartz et de plagioclase avec un peu de chlorite et de séricite recristallisées dans le plan de la foliation ; on note aussi du sphène, du leucoxène et des carbonates. Un autre échantillon examiné au microscope est un tuf gris verdâtre, à grain fin, de composition intermédiaire, constitué d'une mésostase de quartz et de plagioclase (25 %), de chlorite (45 %), de carbonates (15 %) et de leucoxène (5 %) dans laquelle on observe de petites lentilles très étirées de quartz polycristallin (10 %).

Roches intrusives

UNITÉ 7

Des petites intrusions ponctuelles de pyroxénite amphibolitisée, d'un maximum de 70 m de diamètre, traversent les basaltes de l'unité 1. Elles sont observées en cinq

localités : la première est située près de la limite nord du canton, sur le chemin reliant le lac de la Presqu'île à la rivière Obatogamau ; la seconde, sous forme d'un dyke de 0,5 m de largeur, près de la faille du Lac Doré ; la troisième, au fond d'une baie du lac à l'Eau Jaune, à 4,5 km au SSW du lac Goudreau ; la quatrième, en bordure est de l'intrusion de diorite du lac à l'Eau Jaune ; la cinquième est observée dans un sondage dans la partie ouest du lac Keith.

La roche est à grain moyen avec une patine gris foncé à vert foncé. Elle est principalement constituée de pyroxène ouralitisé et d'actinote (49 à 84 %), de prochlorite (5 à 12 %) et d'ilménite – sphène – leucoxène (1 à 10 %) avec localement de la hornblende verte ou brune (20 à 35 %), de l'antigorite (5 %), de la pistachite (10 %), du talc, du carbonate et de la biotite brune. Le pyroxène forme des grains trapus, mesurant 0,36 mm de diamètre ; il est totalement remplacé par l'ouralite avec un peu de chlorite et d'épidote. L'actinote se présente en porphyroblastes allongés, à bordures effilochées, de 1,1 mm de longueur, ou en cristaux aciculaires, de 0,55 à 1,1 mm de longueur. La hornblende est en grains trapus et xénomorphes, de 1,1 à 2,8 mm de diamètre ; elle est pléochroïque de couleur brun rouge à jaune brunâtre. C'est un biaxe négatif avec un angle 2V variant de 60 à 85°. Les grains de hornblende, qui se moulent sur les pyroxènes, ont leurs bordures altérées en actinote avec un peu de biotite (figure 32).

Les minéraux tels la prochlorite, le talc, l'antigorite et l'ilménite forment la matrice entourant la hornblende et l'actinote. La prochlorite se présente en grains interstitiels ; le talc, observé localement, forme de grandes plages incolores, à extinction droite, avec une biréfringence élevée et un angle 2V petit. L'antigorite, également observée localement, semble être un pseudomorphe de pyroxène ; elle se présente en petits grains vert très pâle en lumière naturelle, et gris foncé en lumière polarisée. Les grains d'ilménite, d'un diamètre de 0,55 mm, sont généralement entourés d'un liséré de sphène.

Les intrusions de pyroxénite amphibolitisée sont localement accompagnées d'une anomalie magnétique positive ponctuelle. L'une de ces anomalies a été observée dans la partie ouest du lac Keith ; un sondage y a confirmé la présence de pyroxénite/péridotite (Wright, 1954b).

UNITÉ 8

De petits dykes de porphyre feldspathique avec ou sans quartz, mesurant entre 0,2 et 2 m d'épaisseur, traversent les basaltes dans toutes les directions. Il s'agit d'une roche à matrice aphanitique, à patine blanchâtre et à cassure fraîche de couleur gris pâle, contenant des phénocristaux de plagioclase (10 à 30 %), et localement de quartz (5 à 10 %) et de minéraux ferromagnésiens (5 à 10 %) remplacés par la chlorite (figure 33). Le plagioclase forme des grains idiomorphes et trapus, mesurant entre 1,4 et 2,1 mm de diamètre ; il est altéré en épidote, chlorite, albite et hydromuscovite. Le quartz est en grains xénomorphes, trapus, mesurant 0,55 mm de diamètre ; localement, sa bordure est corrodée. Les pseudomorphes de chlorite mesurent 1,1 mm de diamètre ; ils contiennent aussi un peu d'épidote et de sphène – leucoxène. La matrice microcristalline entourant ces phénocristaux est constituée essentiellement de quartz et de plagioclase saussuritisé avec un peu de chlorite, d'actinote et de leucoxène. L'analyse chimique d'un échantillon de porphyre feldspathique est donnée dans le tableau 4 ; sa composition est celle d'une granodiorite.

UNITÉ 9

Des dykes de granodiorite et de granite de moins d'un mètre d'épaisseur recoupent les basaltes et pyroclastites de la Formation d'Obatogamau, dans l'angle SE de notre région. Ces dykes sont associés à l'intrusion granodioritique du stock de Muscocho situé à l'est du canton de Brongniart.

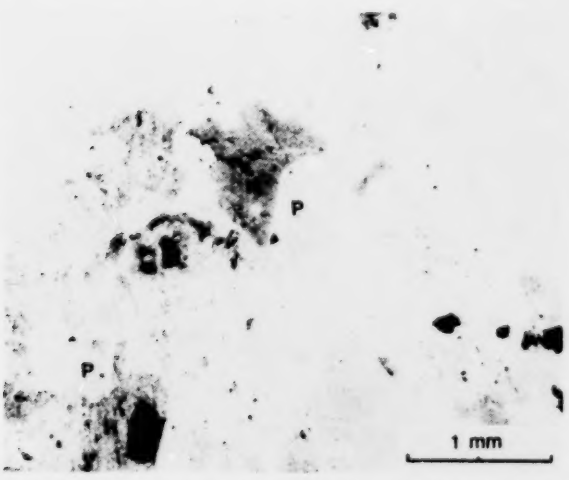

FIGURE 32 – Photomicrographie d'une pyroxénite amphibolitisée. Notez la hornblende brune (H) qui moule le pyroxène amphibolitisé (P). Éch. YH-83-191 ; lumière naturelle.

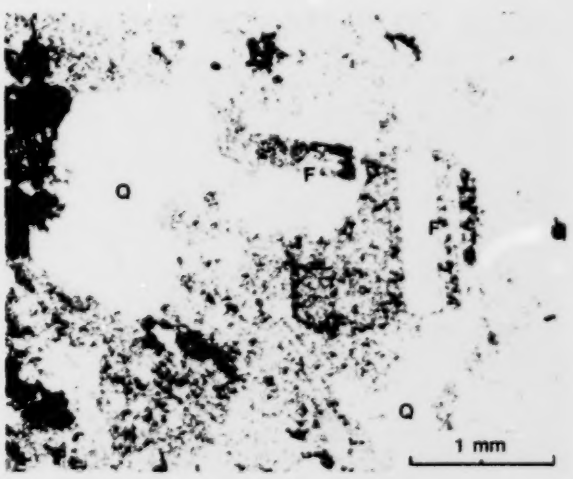

FIGURE 33 – Photomicrographie d'un porphyre à phénocristaux de quartz (Q) et de feldspath (F). Notez la bordure corrodée du quartz et la macle de l'albite du plagioclase. Éch. YH-83-193Q ; lumière polarisée. L'analyse chimique de cet échantillon est donnée dans le tableau 4.

TABLEAU 4 – Analyses chimiques et norme de roches intrusives

Échantillon	20	21	Échantillon	20	21
Éléments majeurs (% poids)			**Norme CIPW (% cation)**		
SiO_2	65.50	59.90	Q	17.30	12.60
Al_2O_3	16.00	17.60	Or	7.00	5.00
Fe_2O_3	0.91	2.01	Ab	52.50	48.00
FeO	2.03	4.36	An	15.25	20.35
MgO	1.46	1.54	Cor		1.06
CaO	3.10	4.31	Di	0.20	
Na_2O	5.72	5.20	Hyp	6.40	9.10
K_2O	1.16	0.88	Ap		0.53
TiO_2	0.35	0.66	Mt	1.05	2.25
P_2O_5	0.06	0.25	Ilm	0.40	1.00
MnO	0.04	0.14	An	23	30
S	0.08	0.03	Fo, En	65	48
P.A.F.*	3.15	1.79			
(CO_2)	(2.09)	(0.26)			
	99.56	98.67			
Éléments traces (ppm)					
Cu	13	16			
Ni	15	2			
Cr	8	2			
Rb	27	20			
Y	5	7			
Nb	5	14			
Zr	92	120			
Sr	240	300			

* P.A.F. : Perte au feu incluant les teneurs en CO_2

20 – Dyke de porphyre à phénocristaux de plagioclase et de quartz.
21 – Tonalite à chlorite (unité 10).

UNITÉ 10

Le stock du lac à l'Eau Jaune forme une petite colline située à l'extrémité SW de ce lac, près de la limite sud du canton (figure 3). Le stock, de près de 2,2 km de diamètre, est essentiellement constitué de diorite quartzique et, localement, de diorite à hornblende et de tonalite. De nombreux dykes de diorite quartzique et de tonalite associés à cette intrusion s'observent dans les basaltes encaissants, à 1,5 km à l'est du stock, le long de la rive du lac à l'Eau Jaune.

La diorite quartzique, à patine gris blanchâtre, montre des grains moyens mesurant de 2 à 5 mm de diamètre. C'est une roche généralement foliée, localement rubanée, avec de minces horizons felsiques (figure 34). Elle est constituée de plagioclase blanchâtre (60 %), de chlorite (10 à 20 %), d'épidote (5 à 20 %) et de quartz (5 à 15 %). Les minéraux accessoires (moins de 2 %) sont le sphène, l'ilménite, l'apatite et le zircon (en traces). Le plagioclase forme des grains prismatiques automorphes à subautomorphes, mesurant 1,4 à 2,8 mm de diamètre ; la plupart sont saussuritisés et transformés en épidote avec muscovite ou hydromuscovite, d'autres montrent encore la macle de l'albite. Le quartz se présente soit en grandes lentilles très étirées (3,5 à 7 mm de longueur) formées de petits grains polycristallins à points de jonction triple, ou soit entre les grains de plagioclase. Les autres minéraux occupent également les interstices entre les grains de plagioclase. La chlorite, de type pennine, contient des inclusions de zircon et semble provenir de l'altération de la biotite. L'ilménite est généralement entourée d'un liséré de sphène (figure 35).

La diorite à hornblende est une roche gris pâle, à grains moyens, dont l'un des échantillons est constitué de plagioclase (60 %), de hornblende verte (31 %), d'épidote (5 %), de quartz (2 %), de biotite (1 %), de pyrite (1 %), d'apatite et de zircon en trace. Le plagioclase est en cristaux prismatiques, idiomorphes, mesurant 1,4 mm de diamètre et présentant la macle de l'albite ou la double macle albite/Carlsbad ; sa composition varie entre An_{30} et An_{34} ; les

FIGURE 34 – Rubanement donné par de minces niveaux riches en plagioclase. Intrusion dioritique du lac à l'Eau Jaune.

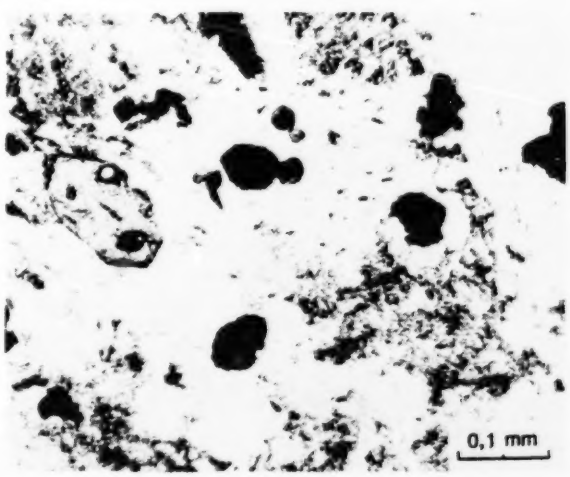

FIGURE 35 – Photomicrographie d'une diorite quartzique montrant des grains d'ilménite entourés d'un mince liséré de sphène. Éch. YH-83-1278 ; lumière naturelle.

grains sont localement zonés (figure 36) et partiellement saussuritisés. La hornblende verte forme des grains trapus, xénomorphes, de 1,1 mm de diamètre, qui entourent les grains de plagioclase. La hornblende s'altère localement en biotite brune qui se transforme partiellement en chlorite.

La tonalite est une roche gris clair, à grains moyens, qui se rencontre sous forme de dyke de moins de 10 m. L'un des échantillons est constitué de phénocristaux idiomorphes de plagioclase saussuritisé (35 %) de 1,4 à 2,8 mm de diamètre, entourés d'une matrice foliée ; celle-ci est formée de pennine (35 %), de quartz (31 %) avec un peu d'épidote, d'ilménite entourée de sphène, d'apatite et de zircon. L'analyse chimique de cet échantillon est présenté au tableau 4.

Un peu à l'est du sommet de la colline localisée au centre du stock du lac à l'Eau Jaune, la diorite quartzique contient de nombreuses enclaves de basalte et de tuf métamorphisés au faciès des cornéennes à hornblende. Ces enclaves sont minéralisées en pyrite et pyrrhotine massives (voir la description des indices 19 et 20 dans la partie Géologie économique).

UNITÉ 11

Il s'agit de l'extrémité NE du batholite granodioritique de Lapparent, laquelle occupe l'angle NW du canton. Dans notre région, le batholite repose en grande partie sous le lac de la Presqu'île ou est recouvert par des dépôts glaciaires (moraines de De Geer). En bordure du batholite, les basaltes de la Formation d'Obatogamau sont métamorphisés au faciès des cornéennes à hornblende. Ces basaltes sont traversés localement par des dykes de granodiorite à hornblende associés à l'intrusion.

UNITÉ 12

Cette unité est constituée d'un dyke de diabase peu altérée, d'une largeur de près de 30 m, qui affleure à quelques endroits en bordure du lac à l'Eau Jaune. La roche est magnétique et son emplacement est marqué par une série de fortes anomalies magnétiques positives et rectilignes qui traversent la région en direction ENE. La diabase, massive et dense, de couleur grise et à grains moyens est caractérisée par une texture ophitique bien visible sur l'affleurement. Elle est constituée de plagioclase (35 à 65 %), de pigeonite (15 à 41 %), d'olivine (10 %), d'oxydes métalliques (6 à 10 %) et d'apatite (1 %) (figure 37).

Le plagioclase forme des lattes idiomorphes de 1,4 à 1,8 mm de longueur, présentant la macle de l'albite ou la double macle albite/Carlsbad ; légèrement altéré en damourite, il est partiellement à totalement inclus dans la pigeonite. La pigeonite se présente en grains trapus et xénomorphes qui contiennent des inclusions d'apatite, de plagioclase et d'olivine ; elle est caractérisée par un angle 2V de 25 à 30°. L'olivine est en grains trapus de 0,25 à 0,36 mm de diamètre ; elle a une composition Fo_{78} avec un angle 2V de 85° ; elle s'altère légèrement en serpentine, magnétite, iddingsite et montre localement une bordure de chlorophaeite. Tous les autres minéraux (sauf l'apatite) se moulent sur l'olivine. Les oxydes métalliques (ilménite et magnétite) sont en petits grains xénomorphes de 1 mm de diamètre, associés à l'olivine. L'apatite automorphe, de 0,45 mm de diamètre, est en inclusion dans l'olivine, la pigeonite et la biotite brune qui semble être un minéral secondaire.

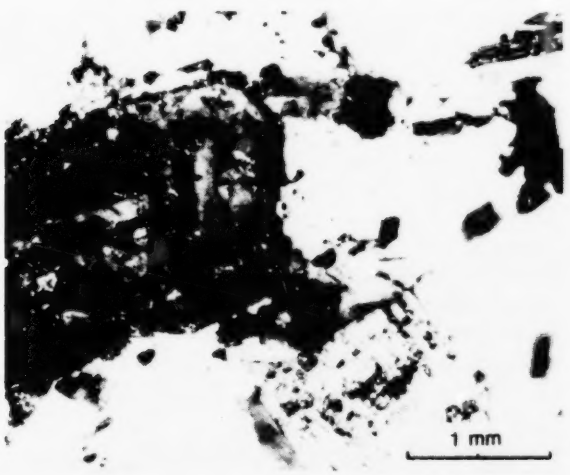

FIGURE 36 – Photomicrographie d'une diorite à hornblende avec plagioclase zoné. Éch. YH-83-175P ; lumière polarisée.

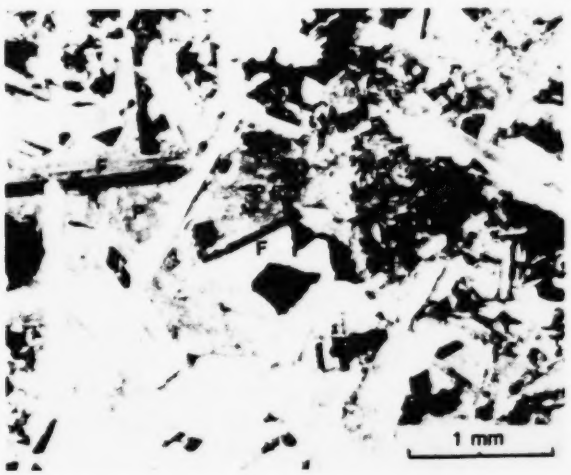

FIGURE 37 – Photomicrographie d'une diabase caractérisée par la texture ophitique. Notez les lattes de plagioclase (F) incluses dans les grains de pigeonite (P). Éch. YH-83-1202 ; lumière polarisée.

Géologie structurale

Les travaux de Allard (1982) et de Daigneault & Allard (1983) ont mis en évidence la présence d'un anticlinal et d'un synclinal orientés N-S à NNE-SSW, situés respectivement à l'ouest et à l'est du stock du Muscocho localisé immédiatement à l'est de notre région. Selon eux, ces plis résultent d'une phase de plissement précoce. Nos travaux ont confirmé le prolongement, dans notre région, de la structure anticlinale observée plus à l'est. Il ne semble pas y avoir de schistosité de plan axial S_1 associée à ces plis P_1 ; c'est pourquoi la schistosité régionale est appelée S_2.

Structures observées

Les mesures du plan S_0 sont basées sur l'attitude des lits de pyroclastites, les contacts entre les filons-couches de gabbro et les roches encaissantes, et les contacts entre les coulées de laves basaltiques. Les principaux critères de polarité sont fournis par la succession structurale à l'intérieur d'une même coulée : des laves massives à la base sont surmontées de laves coussinées et de laves bréchifiées ; la forme des coussins est utilisée pour déterminer la polarité lorsque cette structure en coussins est bien préservée.

FOLIATIONS

La foliation régionale S_2, omniprésente, s'exprime par une schistosité pénétrante bien développée qui déforme intensivement les structures coussinées des laves basaltiques. Ses directions sont généralement E-W, à pendages subverticaux, avec une attitude moyenne N277°/87°. Cette schistosité régionale est reprise par un clivage de fracture S_3, subvertical, à direction ENE (attitude moyenne : N254°/84°), et associé à des plis subverticaux P_3 très ouverts qui font onduler la foliation S_2. La surface S_2 est localement crénulée par S_3 (figure 38). Un clivage de fracture S_4, observé à quelques endroits, a une direction NW-SE et fait varier l'orientation de S_3 de NW à ENE. Les linéations L_{3}^{2}, résultant de l'intersection de la foliation régionale S_2 avec le clivage S_3, ont un plongement subvertical généralement vers l'WNW.

Quelques plis mésoscopiques en S et Z, à plongement vers le sud et le SW, ont été observés en bordure du stock de Muscocho. À cet endroit, le plan axial de ces plis est parallèle à la schistosité régionale S_2 qui suit l'orientation de la bordure de l'intrusion. Les failles mineures et les cisaillements sont nombreux : ils sont surtout subverticaux

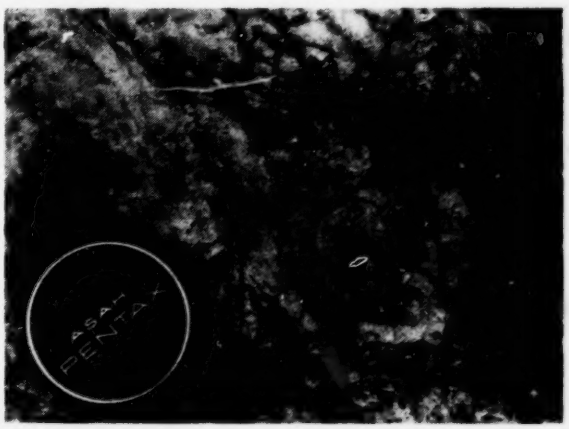

FIGURE 38 – Basalte montrant la schistosité régionale S_2 crénulée par le clivage de fracture S_3.

et leurs directions très variées ont une orientation moyenne N278°. Les failles mineures montrent des rejets dextres à senestres de moins d'un mètre.

FAILLE MAJEURE

La faille majeure de la région est celle du Lac Doré qui traverse le coin SE de la région en direction NE-SW. Elle est marquée par un passage très étroit, dans la partie est du lac à l'Eau Jaune. À proximité de la faille, la direction de la foliation S_2 tend à être parallèle à celle de la faille. Le sens du mouvement n'a pu être déterminé à cause de l'absence d'horizons repères. Cependant, les travaux de Allard (1982) et ceux de Daigneault & Allard (1983) dans le canton adjacent de Haüy indiquent un faible rejet dextre. D'autres failles parallèles ou perpendiculaires à la Faille du Lac Doré ont été localisées par des levés géophysiques près de l'angle SE du canton (Ratcliffe, 1954).

PLIS MAJEURS

La structure dominante de la région est un pli anticlinal P_1, déversé vers le nord et le NW, dont la trace du plan axial varie de E-W au centre sud du canton à NNE dans la partie orientale. La trace du plan axial a été localisée avec des mesures de plans S_0 et des polarités dans les coulées de lave. La charnière du segment de pli E-W a été observée à un seul endroit ; il s'agit d'un affleurement localisé près de la rive du lac à l'Eau Jaune, à 6,9 km à l'ouest de la limite est du canton et à 2,16 km au nord de la limite sud. Le plongement de la charnière est de 62° vers l'est. Cet anticlinal majeur est accompagné de plis d'entraînement.

Domaines structuraux

Notre carte a été subdivisée en trois domaines structuraux présentés à la figure 39. Le domaine 1 couvre la partie est du canton, là où le segment du pli majeur anticlinal P_1 et la trace des plans axiaux des plis P_3 ont une direction NNE. Le domaine 2 occupe la partie sud et ouest du canton ; la direction de la trace du pli anticlinal majeur est E-W alors que celle de la trace des plans axiaux des plis P_3 est NE. Le domaine 3 occupe une portion centrale du canton, là où la trace des plans axiaux P_3 est orientée NNW.

Dans chaque domaine, les mesures planaires S_0, S_2, S_3, les failles et zones de cisaillement (CF) et les mesures linéaires L_3^2 ont été compilées et reportées sur projection équiaire (figure 39). L'orientation moyenne statistique a été calculée à l'aide du programme STATIS conçu par N.H. Woodcock, de l'Université de Cambridge. Par convention, les directions des surfaces planaires sont orientées à partir du nord dans le sens horaire (0°-360°) et le pendage est à droite de l'azimuth donné.

DOMAINE 1

La direction du plan S_0 varie de NNE à ENE avec un pendage subvertical. L'attitude moyenne de S_0 est N37°/87°. La polarité observée sur le terrain est vers le sud-est.

La direction de plan S_2 varie de ENE à ESE avec un pendage subvertical. Le diagramme de projection des pôles du plan S_2 montre un maximum de points correspondant à un plan statistique moyen de direction E-W, à pendage subvertical vers le nord (N276°/87°). La schistosité régionale S_2 est déformée par des plis P_3, très ouverts et de faible amplitude, comme le démontre le peu de variation dans la direction des plans S_2. Ces plis sont associés au clivage de fracture S_3.

On observe une grande variation dans l'attitude du plan S_3 avec deux orientations majeures : l'une de direction SW-NE à pendage subvertical vers le NW, et l'autre à direction NW-SE à pendage subvertical. Cela confirme la déformation du clivage S_3 par un autre clivage de fracture S_4 observé localement dans le domaine 3. L'orientation moyenne de S_3 est N220°/79°.

Les linéations L_3^2 données par la rencontre du clivage de fracture S_3 avec la schistosité régionale S_2, ont un plongement subvertical vers l'ouest.

L'attitude des plans de cisaillement et de failles (CF) varie de NW à NE avec un pendage fort vers le NE ou SE.

DOMAINE 2

Le plan S_0 a une direction essentiellement E-W (en moyenne : N264°/87°), variant de NNE à ESE, avec pendage subvertical. La projection des pôles du plan S_0 confirme la présence de plis isoclinaux à flancs verticaux à subverticaux vers le nord. Les polarités observées sur le terrain indiquent qu'il s'agit d'un anticlinal majeur accompagné de plis parasites.

Les mesures du plan S_2 varient beaucoup mais forment un maximum de points avec une orientation moyenne N280°/86° qui se compare à celle observée dans le domaine 1 (N276°/87°).

L'attitude du plan S_3 varie un peu avec une direction et pendage moyens de N267°/87°, direction légèrement oblique à S_2 mais à 47° de la direction moyenne de S_3 dans le domaine 1 (N220°/79°).

Les plans de cisaillements et de failles (CF) sont essentiellement orientés NNW, à pendage subvertical, avec une attitude moyenne N282°/82°.

DOMAINE 3

Il n'y a pas assez de mesures du plan S_0 pour pouvoir en tirer des conclusions.

Les mesures de S_2 varient de E-W à NW-SE, avec pendages subverticaux. L'attitude moyenne de S_2 est N300°/86° ; elle diffère légèrement de celle des domaines 1 et 2 où la direction NW-SE prédomine.

Le nombre de mesures du plan S_3 et des plans de cisaillements et de failles n'est pas suffisant pour tirer quelque conclusion. Les quelques mesures du plan S_3 sont subverticales, de direction N à NE, ce qui diffère nettement de la direction moyenne E-W du plan S_3 dans le domaine 2.

DOMAINES 1 et 3

Ces domaines ont été combinés car leurs plans S_0 ont une attitude commune orientée NE, à pendage subvertical (attitude moyenne N40°/83°). Cette attitude résulte d'une structure anticlinale majeure à flancs verticaux, avec plis parasites, dont la trace des plans axiaux est orientée NE. L'attitude des autres plans S_2 et S_3 diffère d'un domaine à l'autre ; ces plans n'ont donc pas été combinés.

DOMAINES 1 ET 2

Ces deux domaines ont été regroupés car la trace des plans axiaux des plis P_3 associés au clivage S_3 a la même orientation générale NE dans ces domaines. Dans chacun d'eux, il y a similitude de distribution des pôles des plans S_2 avec maximum de points identiques. La moyenne combinée de l'orientation des plans S_2 dans les deux domaines est N277°/87°. L'attitude de la schistosité régionale peut varier localement mais l'orientation moyenne demeure la même partout.

L'orientation des plans S_3 varie de E-W à NE-SW avec pendage subvertical vers le nord et le NW surtout.

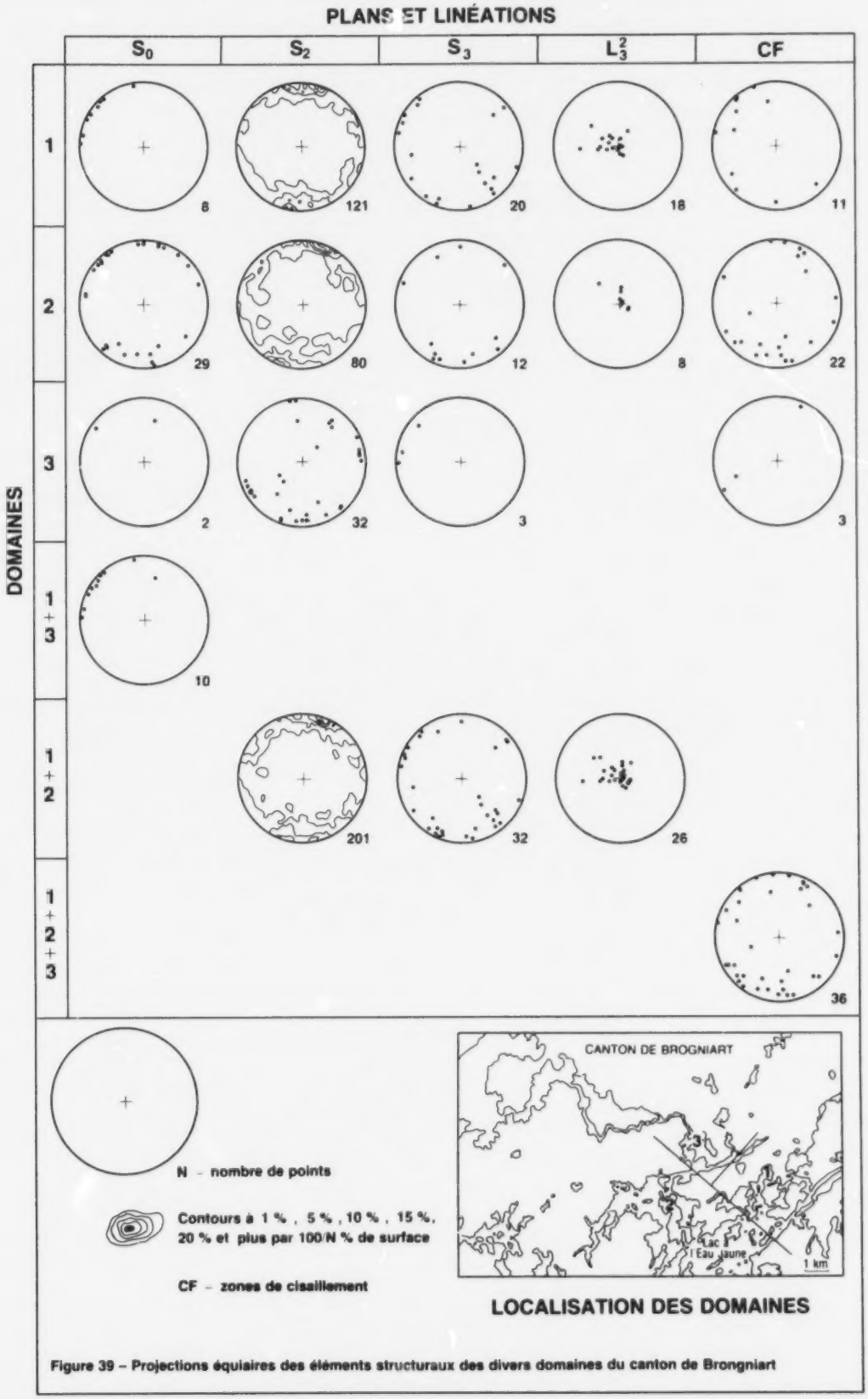

Figure 39 – Projections équisaires des éléments structuraux des divers domaines du canton de Brongniart

Conclusion

En conclusion, la région est affectée par un pli anticlinal majeur P_1 avec plis parasites, sans schistosité associée, dont la charnière plonge de 62° vers l'est. La trace du plan axial subvertical de ce pli tourne de NE à E-W : il s'agit d'une flexure monoclinale. La schistosité régionale S_2, très pénétrante, transpose les structures primaires. Un clivage de fracture S_3 déforme la surface S_2 en plis ouverts de faible amplitude. Ce clivage S_3 est à son tour repris par un clivage de fracture S_4 observé localement.

Les failles et cisaillements sont tardifs. Les cisaillements sont généralement le site d'altération en ankérite accompagnée d'un peu de sulfures. Les minéralisations aurifères sont trouvées à proximité des failles majeures et des zones de cisaillement.

Lors de la cartographie du canton de Brongniart, nous avons échantillonné 22 sites comprenant des volcanites minéralisées en sulfures et des veines de quartz susceptibles d'être aurifères. Ces indices minéralisés sont indiqués par un numéro encerclé sur la carte accompagnant le rapport. Les échantillons ont été analysés pour les éléments Au, Ag, Cu, Zn, Ti, Y et Zr. Le tableau 5 donne le résultat de ces analyses. Une brève description des meilleurs indices est d'abord présentée, suivie d'un résumé des principaux travaux d'exploration minière effectués avant 1984 dans le canton de Brongniart.

Minéralisations observées

Elles comprennent généralement des sulfures disséminés (pyrite surtout, localement pyrrhotine et chalcopyrite) localisés dans des veines de quartz, des pyroclastites acides et des basaltes. Les minéralisations se situent généralement dans des zones de failles et de cisaillement où la roche est intensément ankéritisée. À l'analyse, quelques échantillons ont montré des teneurs légèrement élevées en Au, Ag, Cu et Zn. Parmi les indices visités, certains méritent notre attention :

Indice 1 : Un échantillon de cornéenne à hornblende, localisé en bordure du batholite de Lapparent, en contact avec un mince dyke de diorite, contient des traces de pyrite disséminée avec un peu de cuivre (900 ppm) et de zinc (750 ppm).

Indice 2 : Une enclave de tuf acide à lapilli, fortement déformé, localisée dans le stock du lac à l'Eau Jaune, contient de 10 à 15 % de sulfures massifs (pyrite, sphalérite

TABLEAU 5 – Résultats des analyses des éléments mineurs des indices minéralisés

No sur la carte	Au ppb	Ag g/t	Ti %	Zn ppm	Cu ppm	Y ppm	Zr ppm	Description
1	<15	<0.5	0.38	750	900	17	52	Trace de pyrite dans amphibolite.
2	<15	<0.5	0.19	.80%	670	16	170	10-15% de sulfures dans la matrice d'un tuf à lapilli acide déformé.
3	50	<0.5	0.35	153	180	18	130	5% pyrite cubique en minces lits dans un tuf carbonaté déformé.
4	15	<0.5	0.71	100	350	23	82	3% pyrite disséminé dans basalte cornéifié.
5	<15	<0.5	0.19	79	290	12	120	Trace de pyrite dans brèche à fragments felsiques.
6	<15	2.0	0.06	63	0.14%	< 5	25	1% pyrite disséminée dans basalte rouillé.
7	<15	<0.5						Lentille de quartz dans basalte.
8	25	0.8	0.04	21	57	12	52	Lit lenticulaire de pyrite massive dans un tuf oxydé.
9	<15	<0.5	0.15	43	22	8	150	1 % pyrite disséminée dans tuf acide.
10	30	<0.5	0.19	52	100	13	110	15 % pyrite massive lenticulaire dans phyllade noire.
11	<15	<0.5	0.36	110	130	20	49	Trace de pyrite dans basalte à phénocristaux de plagioclase.
12	70	<0.5	0.04	69	0.27	6	14	Trace de pyrite dans tuf à lapilli.
13	20	<0.5	0.34	101	170	19	58	1 % pyrite en cubes dans basalte carbonaté.
14	<15	<0.5	0.15	105	95	12	27	1 % pyrite disséminée dans basalte partiellement ankéritisé.
15	<15	<0.5	0.34	100	200	22	69	2-3 % pyrite disséminée dans basalte vert clair.
16	<15	<0.5	0.84	290	120	38	126	Trace de pyrite dans basalte localisé dans une zone de faille.
17	<15	<0.5	0.47	92	160	17	34	2 % pyrite disséminée dans basalte massif à phénocristaux de plagioclase.
18	<15	<0.5	0.47	180	430	18	65	Trace de pyrite dans basalte massif à proximité d'une faille.
19	<15	<0.5	0.01	44	180	< 5	30	Sulfures massifs : pyrite en nodules.
20	<15	<0.5	0.02	35	190	9	52	Pyrrhotine massive.
21	650	<0.5						1 % pyrite dans veine de quartz avec chlorite.
22	<15	<0.5	0.15	50	35	9	120	3 % pyrite disséminée dans tuf gris pâle carbonaté.

et chalcopyrite) entre les lapillis. L'analyse de l'échantillon donne 0,8 % Zn et 670 ppm de Cu. Cet indice, décrit dans la fiche de gîte minéral 32 G/10-13 (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981), a fait l'objet de travaux d'exploration.

Indice 3 : Un tuf acide carbonaté, fortement plissé, contient près de 5 % de pyrite cubique en minces lits. Le tuf est interlité avec des coulées de basalte dans une zone de cisaillement. Un échantillon du tuf a donné 50 ppb Au (voir tableau 5). En 1952, on y a rapporté la découverte d'une veine de quartz aurifère dont l'un des échantillons a donné 6,85 g/t. Cet indice a fait l'objet de travaux d'exploration et est décrit dans la fiche de gîte minéral 32 G/10-15 (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981).

Indice 6 : Un métabasalte à patine brun rouille contient moins de 1 % de pyrite disséminée. L'analyse d'un échantillon de ce basalte a donné 2 g/t Ag et 0,14 % Cu.

Indice 8 : L'analyse d'un tuf contenant près de 20 % de pyrite massive en lits lenticulaires a donné des teneurs peu élevées en Au (25 ppb) et en Ag (0,8 g/t).

Indice 10 : Une phyllade noire, plissotée, contenant 15 % de pyrite massive en petites lentilles, révèle de très faibles teneurs en Au (30 ppb).

Indice 12 : L'analyse d'un échantillon de tuf à lapilli étirés, contenant moins de 1 % de pyrite, a montré des teneurs légèrement élevées en Au (70 ppb) et en Cu (0,27 %).

Indice 18 : Un basalte massif, localisé à proximité d'une faille, contient une zone rouillée avec des traces de pyrite. L'analyse de ce basalte donne 0,43 % Cu.

Indices 21 – 22 : Il s'agit de veines de quartz aurifères, associées à des tufs ankéritisés et des basaltes cisaillés minéralisés en pyrite disséminée. Un échantillon de veine de quartz contenant 1 % de pyrite et un autre échantillon de basalte ankéritisé contenant 3 % de pyrite ont été analysés pour l'or. Seule la veine de quartz s'est avérée aurifère avec 650 ppb Au. Cet indice est décrit dans la fiche de gîte minéral 32 G/10-18 (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981).

Résumé des principaux travaux d'exploration minière avant 1984

Indice 2 : Un échantillon choisi, provenant de cet indice découvert en 1930, a donné 2,06 % Cu et 0,09 % Ni (Duquette, 1968). En 1964, la compagnie Boma Chibougamau Mining Inc. a produit un rapport géologique sur cet indice (Pagé & Blais, 1964). En 1966-67, la compagnie Mokta (Canada) Ltée a fait un levé magnétométrique (Morin, 1966a et 1966b) et six sondages (185 m) (Morin, 1966c et 1966d) qui n'ont pas donné de résultats encourageants. Cet indice est décrit dans la fiche de gîte minéral 32G/10-13 (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981).

Indice 3 : Cet indice, localisé dans une zone fortement cisaillée, comprend une veine de quartz aurifère dans des lits de tufs ankéritisés et plissotés interlités avec des coulées basaltiques (Cornwall, 1954). Découvert en 1952, cet indice a fait l'objet de travaux de prospection, décapage, tranchées et sondages (304 m) par McIntyre Porcupine Mines en 1953 (fiche de gîte du Fédéral, 32G/10, Au 6) où des échantillons prélevés ont donné 37,5 à 112,5 g/t Au (Harris, 1956). Entre 1956 et 1957, la compagnie Almar Mining Corp. a effectué de l'échantillonnage et des levés magnétométriques et électromagnétiques (Bergmann, 1957). En 1982, un échantillon a donné 6,82 g/t Au. En 1982, Achates Resources Ltd a fait un levé électromagnétique et magnétométrique autour de l'indice 3 (Hinse, 1982 ; Marleau, 1983a). Ces travaux ont mis en évidence la présence d'une faille ENE. Cet indice est décrit dans la fiche de gîte minéral 32G/10-15 (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981).

Indices 19-20 : Découverts en 1930, ces indices sont localisés sur une colline située à l'ouest du lac à l'Eau Jaune, au milieu du stock du lac à l'Eau Jaune. Il s'agit d'enclaves de basalte cornéifié et de pyroclastites minéralisées en pyrite et pyrrhotine massives. En 1959, des échantillons prélevés par Yellow Mountain Mining ont donné 0,78 à 1,2 % Cu (Huggins, 1959). En 1964-1965, Boma Chibougamau Mining a fait un levé géologique (Pagé & Blais, 1964) et quatre sondages totalisant 251,5 m ; la meilleure intersection a donné 16,7 % Cu sur 60 cm (Pagé, 1965). En 1966, Mokta (Canada) Ltée a fait des levés magnétométriques (Morin, 1966b) et 13 sondages (990 m) avec échantillonnage (Lacasse, 1968a, 1968b, 1968c). En 1974, Hudson Bay Exploration and Development Co Ltd. a levé une carte géologique sur ces indices (Sullivan, 1974). Tous ces travaux n'ont pas donné de résultats encourageants. Cet indice est décrit sur la fiche de gîte minéral 32G/10-12 (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981).

Indices 21-22 : La région centrée à l'intersection des cantons de Brongniart, Rasles, Haüy et Fancamp a fait l'objet de nombreux travaux d'exploration suite à la découverte, en 1951, de veines de quartz aurifères localisées à 1,5 km à l'ouest du coin SE du canton de Brongniart. Ces terrains, jalonnés d'abord par Mining Corporation et Calmor Mines Ltd (Holmes, 1952), comprennent des tufs et des basaltes cisaillés qui ont été silicifiés et minéralisés avec de petites quantités de pyrite contenant un peu d'or. Suite à un levé magnétométrique aérien, la compagnie Dominion Gulf fit en, 1953-55, des levés magnétométriques de détail (Ratcliffe, 1953, 1954) avec tranchées, décapages, levés géologiques, échantillonnage (Wright, 1953, 1954a, 1955), 21 sondages (700 m) et 18 sondages peu profonds (Wright, 1954b). Les levés magnétométriques ont mis en évidence la présence d'un dyke de diabase, une petite intrusion de pyroxénite dans le lac à l'Eau Jaune et des failles localisées à l'ouest du stock de Muscocho. Les travaux de sondages ont rapporté une intersection minéralisée titrant 24,2 g/t Au sur 1,1 m. Près des indices 21 et 22, Rio Tinto Canadian Explo. Ltd. a effectué en 1979 des levés magnétométriques et électromagnétiques qui ont révélé un faible conducteur (Flanagan & McAdam & Co., 1979).

Depuis 1981, Mondor Resources détient les droits miniers de cette région. Un levé électromagnétique au sol a été effectué et 9 sondages totalisant 1047 m ont été forés en 1982 dans le canton de Brongniart dans le but de vérifier une série d'anomalies électromagnétiques (Garneau & Marleau, 1982). Une section minéralisée a fourni 2,4 g/t Au sur environ 12 m (Gobeil & Racicot, 1982) et 12 g/t Au sur 30 cm (Garneau, 1982). D'autres sondages ont été faits en 1983 (Marleau, 1983b). Cet indice est décrit sur la fiche de gîte minéral 32G/10-18 (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981).

Indices autour du batholite de Lapparent : En 1955, la Dominion Gulf Co. a effectué de la cartographie de détail, des tranchées, quatre sondages peu profonds et des levés géophysiques sur une propriété située près de la rive SE du lac Presqu'île, à 1,3 km au SE de l'indice 1, (Wright, 1956a, 1956b). On y a observé de la pyrrhotine et un peu de chalcopyrite dans des tufs interlités avec les basaltes. Dans cette région, la Conwest Exploration Co. Ltd. a fait, en 1974-75, des levés électromagnétiques et magnétiques (Tredger, 1975a), des levés de polarisation induite et de résistivité (Misener, 1975) et sondé trois anomalies sans résultats encourageants (Tredger, 1975b). Des levés magnétométriques, électromagnétiques et géologiques effectués par Campbell Chibougamau Mines Ltd. en 1978 (Arseneau, 1978a) n'ont pas révélé d'anomalies importantes. Cet indice est décrit sur la fiche de gîte minérale 32G/10-2 (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981).

Sur une île située à l'est du lac Presqu'île, la compagnie New Consolidated Canadian Explorers a effectué, en 1958, un levé électromagnétique et sept sondages totalisant 914 m. Ces sondages ont donné 0,78 % Zn sur 2,13 m et 0,46 % Zn sur 3,65 m (Flanagan, 1958 ; Heenam, 1958). Cet indice est décrit sur la fiche de gîte minéral 32G/10-3 (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981).

La compagnie Campbell Chibougamau Mines Ltd. a effectué en 1978-79 des levés magnétométriques et électromagnétiques sur ses propriétés situées à l'est et au sud-est du lac Presqu'île (Arseneau, 1978b) et au NE de ce lac (Arseneau, 1978a ; Lambert, 1979a, 1979b, 1979c). La compagnie y a effectué cinq sondages totalisant 490 m (Arseneau, 1979).

Exploration d'anomalies : Cominco a effectué un vaste programme d'exploration dans la région et a implanté deux sondages (198 m) localisés respectivement au sud de l'indice 4 et à l'est de l'indice 10 (Ewert, 1978).

Dans le cadre d'un vaste programme d'exploration, Shell Canada Resources Ltd. a fait, en 1979, des levés électromagnétiques et magnétiques dans trois propriétés situées dans la partie nord du canton de Brongniart (Konings, 1979), suivis de deux sondages (185 m) (Castonguay, 1980).

La compagnie Noranda Mines a effectué en 1949 deux sondages sur une petite île dans la partie ouest du lac Keith (Gamey, 1949) ; un troisième sondage sur une île dans la partie sud de ce lac (Wiltsey, 1949) a traversé une intersection de 1,2 m de sulfures (pyrite, pyrrhotine et un peu de sphalérite).

En 1974, Hudson Bay Exploration and Dev. Co. Ltd. a effectué des levés électromagnétiques sur ses propriétés du canton de Brongniart (Bergmann, 1974). Sur trois de ses propriétés, cinq sondages totalisant 403 m n'ont pas traversé de minéralisations importantes (Brown & Lockwood, 1974).

Conclusions et recommandations

Le canton de Brongniart est presqu'entièrement couvert par la Formation d'Obatogamau. La structure majeure reconnue est un pli anticlinal à plan axial subvertical, légèrement déversé vers le nord et le NW avec une charnière plongeant de 62° vers l'est. La trace du plan axial est de direction E-W au centre-sud de la région et tourne vers le NNE dans la partie orientale du canton. La Faille du Lac Doré se prolonge dans notre région et traverse l'angle SE du canton en direction NE-SW.

Bien qu'on ne connaissait pas, en 1983, des gîtes minéraux d'importance économique dans la région du lac à l'Eau Jaune, il existe deux prospects métallifères importants localisés respectivement au nord du lac Muscocho (canton de Haüy) et dans la partie sud du lac à l'Eau Jaune (canton de Rasles). Dans le passé, les campagnes d'exploration étaient surtout basées sur la recherche du cuivre mais depuis la baisse du prix de ce métal et la montée de celui de l'or, la région du lac à l'Eau Jaune connaît un regain de prospection pour ce métal précieux. Dans un environnement basaltique où des niveaux de pyroclastites acides sont interlités avec les coulées de laves, la région demeure surtout favorable à des concentrations d'or comme le démontrent les nombreux indices connus jusqu'à ce jour. Les zones de failles et de cisaillement avec veines de quartz et zones d'ankéritisation semblent les endroits favorables à la minéralisation aurifère. Vu la pauvreté des affleurements dans la région, l'exploration doit s'appuyer sur les méthodes géophysiques et géochimiques complétées par la cartographie.

Références

ALLARD, G.O., 1982 – Géologie du quart nord-ouest du canton de Haüy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; rapport final, DPV-928, 57 pages.

ALLARD, G.O. – CATY, J.-L. – CHOWN, E.H. – CIMON, J. – GOBEIL, A. – BAKER, D., 1979 – Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada, congrès de 1979 à l'Université Laval ; livret-guide pour l'excursion B-1, 95 pages.

AMTEC INC., 1979 – Cartes de compilation géoscientifique de la région du lac à l'Eau Jaune 32G/10. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; DP-696.

ARSENEAU, V., 1978a – Rapport de progrès ; Campbell Chibougamau Mines Ltd. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-34274.

———— 1978b – Rapport de progrès ; Campbell Chibougamau Mines Ltd., south belt project, Brong #1 group, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-34273.

———— 1979 – Journaux de cinq sondages ; Campbell Chibougamau Mines Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-35679.

AVRAMTCHEV, L., – LEBEL-DROLET, S., 1981 – Carte des gîtes minéraux du Québec, région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-744.

BERGMANN, H.J., 1957 – Levés magnétiques et électromagnétiques ; Almar Mining Corp., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-5118.

———— 1974 – Levés électromagnétiques, cantons de Brongniart, Haüy et Rasles, Québec ; Hudson Bay Exploration. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-30582.

BROWN, E., – LOCKWOOD, L., 1974 – Journaux de cinq sondages ; Hudson Bay Exploration, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-30583.

CANN, J.R., 1971 – Major element variations in ocean-floor basalts. Philosophiae Transaction, Royal Society of London ; serie A, vol. 268, pages 495-505.

CASTONGUAY, J., 1980 – Rapport de progrès, été 1979, Rapport de sondage, hiver 1980. Levés géophysiques ; Shell Canada Resources Ltd., projet Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-39075.

CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – et DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 – Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussures et la Ribourde, Abitibi-Est. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; rapport d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien ; ET 82-01, pages 1-68.

CIMON, J., 1977 – Quart sud-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; Rapport préliminaire, DPV-448, 33 pages.

COOKE, H.C., 1917 – Headwaters of Nottaway, Asbuapmuschuan, St-Maurice, and Gatineau Rivers, Northwestern Quebec. Commission géologique du Canada ; rapport sommaire, 1916, page 228.

———— 1927 – Feuille de Nottaway. Lat. 48°30′ à 52°00′, long. 73°45′ à 79°46′, échelle de 8 milles au pouce. Commission géologique du Canada.

CORNWALL, F., 1954 – Rapport de progrès ; McIntyre Porcupine Mines, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-2696.

DAIGNEAULT, R., – ALLARD, G.O., 1983 – Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. Dans : Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi, état de nos connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DV 83-11, pages 1-18.

DUQUETTE, G., 1968 – Fiche de gîte C-Bro-2, canton de Brongniart. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-22934.

———— 1970 – Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; ES-8, 18 pages.

DUQUETTE, G., – MATHIEU, A., 1964 – Géologie du quart nord-ouest du canton de Roy, Abitibi-est. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; RP-513, 19 pages.

———— 1966 – Géologie du quart nord-est du canton de McKenzie, Abitibi-est. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; RP-551, 22 pages.

EWERT, D., 1978 – Journaux de 13 sondages, cartes géologiques et levés géophysiques ; Cominco, projet Windy. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-34348.

FLANAGAN, J.T. 1958 – Levés électromagnétiques ; New Consolidated Canadian Explorers, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-7519-B.

FLANAGAN – McADAM & CO., 1979 – Levés magnétométriques et électromagnétiques ; Rio Tinto Canadian Explo Ltd. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-35479.

GAMEY, C.E., 1949 – Journaux de 13 sondages ; Noranda Mines Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-433.

GARNEAU, A.G., 1982 – Journaux de trois sondages. Mondor Resources Inc., canton de Brongniart, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-39920.

GARNEAU, A.G., – MARLEAU, R.A., 1982 – Journaux de neuf sondages ; Mondor Resources Inc., canton de Brongniart, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-39408.

GOBEIL, A., – RACICOT, D., 1982 – Visite de la propriété de Placements Appalache Ltée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-39543.

_____ 1983 – Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MM 83-02, 14 pages.

HARRIS, J.J., 1956 – Rapport géologique ; Almar Mining Corp., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-4836.

HÉBERT, C., 1980 – La Dauversière (SW) et Rohault (NW). Rapport final, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-723, 47 pages.

HÉBERT, Y., 1983 – Canton de Brongniart. Carte annotée, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP 83-34.

HEENAM, P.R., 1958 – Journaux de sept sondages ; New Consolidated Canadian Explorers, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-7519-A.

HINSE, G.J., 1982. A report on the gold property of Achates Resources Limited, Hanson property. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-40110.

HOLMES, S.W., 1952 – Rapport préliminaire sur la région de Fancamp-Haüy. Ministère des Mines, Québec ; RP-271, 13 pages.

_____ 1959 – Région de Fancamp-Haüy, Abitibi-est. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; RG-84, 40 pages.

HUGGINS, F.M., 1959 – Rapport géologique ; Yellow Mountain Mining Co., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-9341.

HUGHES, C.J., 1973 – Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. Geological Magazine, vol. 109, pages 513-527.

IRVINE, T.N., – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the classification of the common volcanic rocks. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 8, pages 523-548.

JENSEN, L.S. 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, MP 66, 22 pages.

KONINGS, M.H., 1979 – Rapport sommaire sur des levés géophysiques, hiver 1979. Shell Canada Resources Ltd., cantons de Brongniart, Cuvier, Levy, Queylus. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-35627.

LACASSE, J., 1968a – Quatre journaux de sondages ; Mokta (Canada) Ltée, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-21381.

_____ 1968b – Cinq journaux de sondages ; Mokta (Canada) Ltée, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-22335.

_____ 1968c – Un journal de sondage ; Mokta (Canada) Ltée, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-22439.

LAMBERT, G., 1979a – Rapport de progrès ; Campbell Chibougamau Mines Ltd., exploration division, south belt project, Brong #1 group, canton de Brongniart, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-35473.

_____ 1979b – Rapport de progrès ; Campbell Chibougamau Mines Ltd., exploration division, south belt project, Brong #3 group, canton de Brongniart, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-35474.

_____ 1979c – Rapport de progrès ; Campbell Chibougamau Mines Ltd., exploration division, south belt project, Brong #4 group, canton de Brongniart, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-35475.

LYALL, H.B., 1953 – Rapport préliminaire sur la région de Brongniart – Lescure. Ministère des Mines, Québec ; RP-285, 13 pages.

_____ 1959 – Région de Brongniart -Lescure, Abitibi-est. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; RG-85, 36 pages.

MACDONALD, G.A., 1968 – Composition and origin of Hawaiian lavas. Memoir of the Geological Society of America, vol. 116, pages 477-522.

MARLEAU, R., 1983a – Levés magnétiques et électromagnétiques ; Achates Resources Ltd., Hanson property. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-40111.

_____ 1983b – Journaux de deux sondages ; Gaspex-Mondor, canton de Brongniart, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-40147.

MAWDSLEY, J.B., – NORMAN, G.W.H., 1938 – Chibougamau Sheet. Commission géologique du Canada ; carte 397A.

MISENER, D.J., 1975 – Levé de polarisation induite par McPhar ; Conwest Exploration Co., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-30742.

MIYASHIRO, A., 1974 – Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. American Journal of Sciences, vol. 274, pages 321-355.

MORIN, M., 1966a – Levé magnétométrique ; Mokta (Canada) Ltée, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-17619.

_____ 1966b – Rapport géologique et magnétométrique ; Mokta (Canada) Ltée, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-18291.

_____ 1966c – Neuf journaux de sondages ; Mokta (Canada) Ltée, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-18292.

_____ 1966d – Cinq journaux de sondages ; Mokta (Canada) Ltée, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-20148.

PAGE, R., 1965 – Sept journaux de sondages ; Boma Chibougamau Mining, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-16337.

PAGE, R., – BLAIS, R., 1964 – Rapport géologique ; Boma Chibougamau Mining, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-14793.

PEARCE, J.A., – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planetary Science Letter, vol. 19, pages 290-300.

RATCLIFFE, J.H., 1953 – Levé magnétique ; Dominion Gulf Co. Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-2393.

———— 1954 – Levé magnétique ; Dominion Gulf Co. Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-2870-C.

SULLIVAN, J.R., 1974 – Rapport géologique ; Hudson Bay Exploration, canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-30581.

TOLMAN, C., 1930 – Obatogamau River area, Abitibi Territory, Québec. Commission géologique du Canada, rapport sommaire, 1929, partie C, pages 20-32.

TREDGER, P., 1975a – Rapport d'exploration ; Conwest Exploration Co., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-30743.

———— 1975b – Rapport et journaux de trois sondages ; Conwest Exploration Co., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; GM-30942.

WILTSEY, W.J., 1949 – Journal d'un sondage ; Noranda Mines Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-430-A.

WRIGHT, J.D., 1953 – Rapport géologique ; Dominion Gulf Co. Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-2870-B.

———— 1954a – Rapport géologique ; Dominion Gulf Co. Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-2887-A.

———— 1954b – Journaux de 18 sondages ; Dominion Gulf Co. Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-2887-B.

———— 1955 – Rapport géologique ; Dominion Gulf Co. Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-3425.

———— 1956a – Rapport géologique ; Dominion Gulf Co. Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec ; GM-4466-A.

———— 1956b – Journaux de quatre sondages ; Dominion Gulf Co. Ltd., canton de Brongniart, Québec. Ministère des Mines, Québec, GM-4466-B.

MAPS
NOT
FILMED

CARTES
OMISES